PETROGRAPHIE UND GEOCHEMIE DER FÖRDERPRODUKTE DER MOSENBERG-VULKAN-GRUPPE BEI MANDERSCHEID, WESTEIFEL

"Dokumente" für prä- und posteruptive gravitative Differentiation in einem Olivin-nephelinitischen Magma

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Hohen Mathem. -Naturw. Fakultät
der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität
zu
BONN

vorgelegt von

HEINZ-PETER MASBERG
aus
KRUFT

BONN 1985

PETROGRAPHIE UND GEOCHEMIE DER FÖRDERPRODUKTE DER MOSENBERG-VULKAN-GRUPPE BEI MANDERSCHEID, WESTEIFEL

"Dokumente" für prä- und posteruptive gravitative Differentiation in einem Olivin-nephelinitischen Magma

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung der Doktorwürde
der
Hohen Mathem.-Naturw. Fakultät
der
Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität
zu
BONN

vorgelegt von

HEINZ-PETER MASBERG
aus
KRUFT

BONN 1985

Angefertigt mit der Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Bonn

1. Referent: Professor Dr. Klaus Vieten

2. Referent: Professor Dr. Stephan Hoernes

Mündliche Prüfungen: 23. und 24. September 1985

Mineralogisch-Petrologisches Institut und Museum der Universität Bonn, Lehrstuhl Petrologie

Direktor: Professor Dr. Michael Raith

Druck: Rheinische Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn

DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Professor Dr. K. VIETEN am Mineralogisch-Petrologischen Institut der Universität Bonn (Lehrstuhl Petrologie) in den Jahren 1982-1985 angefertigt.

Meinem verehrten Lehrer Herrn Professor Dr. K. VIETEN danke ich für die Vergabe des Themas. Er hat durch seine stets bereichernde Betreuung und durch lehrreiche Diskussionen sehr viel zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Herrn J. LAUBACH danke ich für die sorgfältige Anfertigung der zur Duchführung der Arbeit notwendigen Dünnschliffe.

Herrn Professor Dr. S. HOERNES sei für die Überlassung von Software Programmen und Herrn Professor Dr. W. MEYER (Bonn) für eine gemeinsame Abschlußbegehung der Vulkan-Gruppe, gedankt.

Nicht zuletzt gilt mein Dank allen Mitarbeitern des Lehrstuhles Petrologie, die mir mit ihrer uneingeschränkten Unterstützung stets zur Seite standen.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546512_0125

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	4
2.	Das Westeifeler Vulkangebiet	10
2.1.	Geologie	10
2.2.	Vulkanbauten	12
2.3.	Vulkanite	15
3.	Die Mosenberg-Meerfelder Maar-Vulkangruppe	16
3.1.	Geologie der Umgebung	16
3.2.	Vulkanbauten	20
3.2.1.	Wiesental-Vulkane	20
3.2.2.	Älterer Mosenberg	22
3.2.3.	Jüngerer Mosenberg	23
3.2.4.	Windsborn	25
3.2.5.	Hinkelsmaar	25
3.2.6.	Meerfelder Maar	26
3.3.	Ablauf, Dauer und Alter des Vulkanismus	27
3.3.1.	Räumlich-zeitlicher Ablauf	27
3.3.2.	Dauer und Alter	28
3.4.	Vulkanische Förderprodukte	30
3.4.1.	Pyroklastische Gesteine	30
3.4.1.1.	Lapillituffe	30
3.4.1.2.	Schlacken-Lapilli-Aschen-Mischtuffe	31

3.4.1.3. Meerfelder Maar-Tuffe..... 32
3.4.1.4. Wurf- und Schweißschlacken..... 33

3.4.2. Lavagesteine..... 34

3.5. Petrographie der Gesteine..... 35
3.5.1. Probenahme..... 35
3.5.2. Mineralbestand..... 36
3.5.2.1. Olivin..... 36
3.5.2.2. Klinopyroxen..... 41
3.5.2.3. Nephelin..... 46
3.5.2.4. Leucit..... 47
3.5.2.5. Magnetit und Picotit..... 48
3.5.2.6. Phlogopit..... 49

3.5.3. Xenokristen..... 49
3.5.3.1. Olivin..... 49
3.5.3.2. Orthopyroxen..... 49
3.5.3.3. Hercynit..... 50

3.5.4. Xenolithe..... 52
3.5.4.1. Buntsandstein..... 52
3.5.4.2. Grundgebirgs-Xenolithe..... 53
3.5.4.2.1. Devonische Silt- und Sandsteine; Gangquarze..... 53
3.5.4.2.2. Gneis..... 56
3.5.4.2.3. Metapelite..... 57
3.5.4.3. Peridotite..... 58

3.6.	Klassifikation und Nomenklatur der Gesteine.....	62
3.6.1.	Chemische Analysenverfahren.....	62
3.6.2.	Chemismus und CIPW-Norm.....	64
3.6.3.	Kalkulierter Modus.....	65
3.7.	Geochemie der vulkanischen Förderprodukte.....	70
3.7.1.	Magmagenese.....	70
3.7.2.	Geochemische Entwicklungstendenzen.....	72
3.7.3.	Chemische Variabilität der Förderfolge der Pyroklastite.....	85
3.7.4.	Relatives Alter der Lavaströme und der episodischen Lavaeffusionen....	88
3.7.5.	Magmareservoir und Dauer der Vulkantätigkeit.....	91
3.8.	Präeruptive gravitative Differentiation.....	93
3.9.	Posteruptive gravitative Differentiation.....	104
4.	Zusammenfassung.....	111
5.	Literatur.....	117
6.	Anhang.....	127

1. EINLEITUNG

Schon seit dem Ende des 18. Jahrhunderts gehört die Westeifel zu den klassischen Untersuchungsgebieten in der Mineralogie und der Geologie.

Erstmals beschreibt NOSE im Jahre 1789 die vulkanische Eifel. Detailliertere Arbeiten liegen von STEININGER (1819, 1820, 1821, 1822, 1853) vor. Die erste geologische Karte stammt von MITSCHERLICH (1866).

Bearbeitungen vieler Einzelvorkommen, wie die von von DECHEN (1886), SCHULTE (1891, 1893), HAARDT (1914), AHRENS (1930), RAHM (1956, 1960, 1963, 1977), und die geologische Bearbeitung der Eifeler-Nord-Süd-Zone durch SCHENK (1938), KEGEL (1948) und MURAWSKI (1964) ergänzten den Kenntnisstand über den geologischen Aufbau des Westeifeler Vulkanfeldes.

Unter vulkanologisch-petrographischen Gesichtspunkten wurden Arbeiten von FRECHEN (1956, 1959, 1967, 1976), SCHMINCKE (1970, 1974), SCHMINCKE et al. (1973) und LORENZ (1973, 1974, 1975) durchgeführt.

Bis zu diesem Zeitpunkt war die Westeifel bezüglich der stofflichen Zusammensetzung der vulkanischen Förderprodukte jedoch nur mäßig untersucht.

Geochemisch-petrographische Untersuchungen an ausgewählten vulkanischen Foiditen der Westeifel stammen von THIELE (1976).

Zu Beginn der 80iger Jahre wurden petrologische, geophysikalische und geologische Untersuchungen im Bereich der Westeifel im Zusammenhang mit dem DFG-Schwerpunktsprojekt: "Vertikalbewegungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes" intensiviert.

In Verbindung mit diesem Forschungsprojekt erstellte MERTES (1983) eine umfassende vulkanologisch-petrographisch-geochemische Übersicht über die Westeifel .

Auf der Grundlage der chemischen Analysen von zumeist 1-2 Proben von 76% aller Eruptionsstellen unterscheidet er in der Westeifel 8 Gesteinsgruppen (cf. Kap. 2.3.). Nach MERTES (1983) gibt es an den einzelnen Eruptionsstellen innerhalb einer Vulkangruppe keine stofflichen Unterschiede, so daß auf eine detaillierte und systematische petrographisch-geochemische Untersuchung einzelner Vulkane oder Vulkan-Gruppen verzichtet wurde.

Gewisse Hinweise auf eine stoffliche Varianz ergeben sich aus der Arbeit von THIELE & WIENECKE (1980), die auf Grund der Änderung des MgO-Gehaltes an einem Teil des Wartgesberg-Komplexes Förderfolgen rekonstruierten.

Die im SE des Westeifeler Vulkanfeldes gelegene Mosenberg-Meerfelder Maar-Vulkangruppe nimmt unter den etwa 30 größeren Vulkangruppen der Westeifel eine Sonderstellung ein.

Sie besteht aus dem Meerfelder Maar und der Mosenberg-Gruppe i.e.S., die von SE nach NW aus den Wiesental-Vulkanen*, dem Älteren Mosenberg, dem Jüngeren Mosenberg, dem Windsborn und dem Hinkelsmaar (Hinkels-"maar") aufgebaut wird.

Man findet hier:

- die nach dem Volumen des geförderten magmatischen Materials größte zusammenhängende Vulkankette der Westeifel.
- eine räumlich eng begrenzte, gut überschaubare, der SSE-NNW Ausrichtung des gesamten Westeifeler Vulkanfeldes streng parallel verlaufende, linear angeordnete Reihe von Vulkanen.
- eine geregelte Änderung des Eruptionsstils, die fast zu der gesamten Palette der in der Westeifel vorkommenden Vulkanbauten führte (Abb. 1).

  Gemischte Schlackenkegel:

  - Wiesental-Vulkane mit Lavastrom im Horngraben
  - Älterer Mosenberg mit Lavastrom im Horngraben
  - Jüngerer Mosenberg mit Lavastrom im Johannistal und (?) Ellbachtal

  Schlackenringe:

  - Windsborn
  - Hinkelsmaar

  Maar:

  - Meerfelder Maar

---

*: Die Wiesental-Vulkane wurden in den letzten Jahren bei Tuffabbauen im SW des Älteren Mosenbergs angeschnitten und von LORENZ (1973), MEYER & STETS (1979) und LORENZ & BÜCHEL (1980) erstmals erwähnt. In der vorliegenden Arbeit werden diese Vulkane nach ihrer Lage im Wiesental als Wiesental-Vulkane bezeichnet.

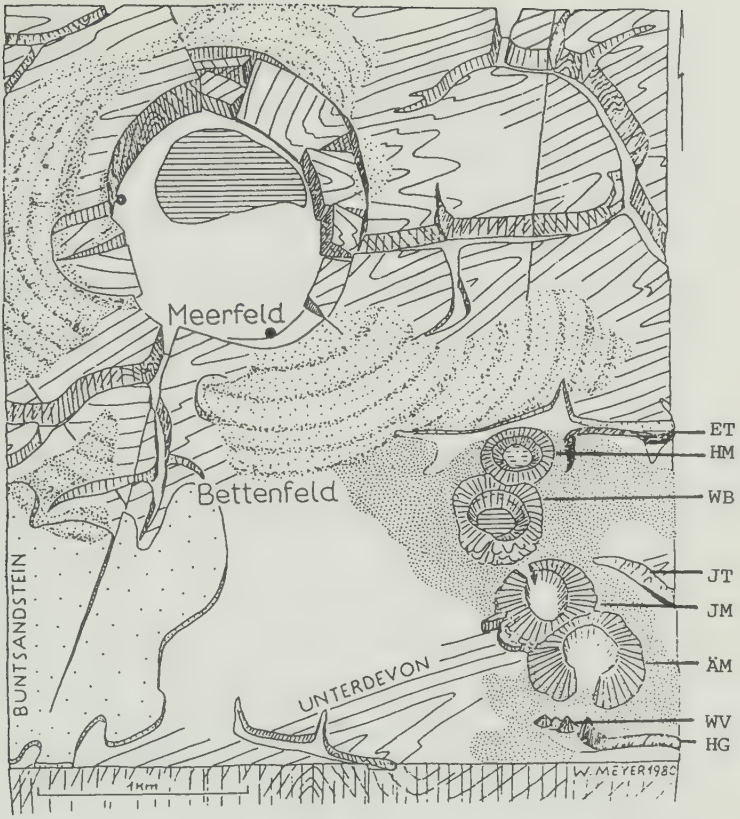


Abb. 1: Blockbild der Mosenberg-Vulkangruppe und des Meerfelder Maares (W. MEYER, 1985).

WV = Wiesental-Vulkane,
HG = Horngraben,
ÄM = Älterer Mosenberg,
JM = Jüngerer Mosenberg,
JT = Johannis-Tal,
WB = Windsborn
HM = Hinkelsmaar
ET = Ellbach-Tal

- eine durch geologische Dokumente belegte, gut erkennbare zeitliche Abfolge der vulkanischen Ereignisse.
- ein anfänglich rasches Ansteigen, und darauf folgendes Nachlassen der vulkanischen Aktivität und Förderleistung von der ältesten zur jüngsten Eruptionsstelle.

Aus den oben angeführten Gründen erscheint die Mosenberg-Vulkangruppe für eine detaillierte petrographisch-geochemische Bearbeitung als sehr geeignet.

Erste Beschreibungen der Mosenberg-Vulkangruppe stammen von STEININGER (1821) und MITSCHERLICH (1886), der auch schon erste chemische Analysen an Laven des Mosenbergs vornahm.
Systematische und genauere Arbeiten über den Aufbau und die Geologie der Vulkangruppe wurden von GREBE (1886) und AHRENS (1930) durchgeführt.
Weitere Beschreibungen findet man bei HOPMANN, FRECHEN & KNETSCH (1959) und FRECHEN (1967, 1976).
Altersdatierungen stammen von FRECHEN & STRAKA (1950), STRAKA (1960), ERLENKEUSER et al. (1972) und BÜCHEL & LORENZ (1982). Bezüglich der tektonischen Bauelemente wurde die Vulkangruppe unter besonderer Berücksichtigung des Meerfelder Maares von MEYER & STETS (1979) untersucht.

Zweck der vorliegenden Arbeit ist es, eine eingehende Bearbeitung der Vulkan-Gruppe unter besonderer Berücksichtigung möglicher stofflicher Variationen der Förderprodukte der gesamten Gruppe und/oder einer einzelnen Eruptionsstelle durchzuführen, um Aufschluß über die Herkunft, die Genese und die Zusammensetzung der Magmen zu erhalten und zudem stofflich/räumliche und stofflich/zeitliche Beziehungen zur Entschlüsselung des magmatologischen Werdeganges der Vulkan-Gruppe aufzudecken.

2. DAS WESTEIFELER VULKANFELD

Vulkanologisch teilt man die Eifel in drei Gebiete :

1. das quartäre Vulkangebiet des Laacher Sees (Osteifel) (ca. 670.000 - 11.000 Jahre vor heute)*
2. das tertiäre Vulkangebiet der Hohen Eifel (45 - 18 Mio. Jahre vor heute)*
3. das quartäre Vulkangebiet der Westeifel (ca. 660.000 - 10.000 Jahre vor heute)*

* Daten nach LIPPOLT (1983), Seite 171, Fig. 3

2.1. GEOLOGIE

Das Westeifeler Vulkanfeld umfaßt ca. 600km^2 und erstreckt sich in einer Länge von ungefähr 50km von Ormont im NW bis nach Bad Bertrich im SE. Das im Bereich des Westeifeler Vulkanfeldes aufgeschlossene Grundgebirge besteht aus varistisch schwach regionalmetamorph überprägten und gefalteten unterdevonischen Tonschiefern, Grauwacken und Quarziten.
Von der Mechenicher Bucht bis zur Trierer Bucht verläuft NNE-SSW die Eifeler-Nord-Süd-Zone. In dieser ca. 30-40km breiten Depression liegen hintereinander, NE-SW streichend, die Eifeler Kalkmulden, die überwiegend mit mittel-, vereinzelt auch mit oberdevonischen Sedimenten (Prümer Mulde) gefüllt sind.

Dem Grundgebirge diskordant überlagert ist das nichtgefaltete Deckgebirge, das in der Regel aus triassischen Sedimenten, vorwiegend des Buntsandsteins, aufgebaut ist. Während dieser Zeit bildeten sich die Trierer Bucht und die Mechenicher Bucht als Sammelbecken der Bundsandsteinsedimente aus (SCHROEDER, 1952). Heute treten Buntsandsteinvorkommen jedoch nur noch vereinzelt und randlich auf. Das größte im Vulkangebiet der Westeifel liegende Vorkommen befindet sich im nördlichen Bereich. Tertiäre Ablagerungen kommen in der Westeifel nur noch sporadisch vor.

Der Verlauf des Westeifeler Vulkanzuges folgt den NW-SE verlaufenden Querstörungen des Rheinischen Schiefergebirges. Dabei häufen sich die Ausbruchstellen in jenen Bereichen, wo sich die Eifeler-Nord-Süd-Zone und das Gebirgsstreichen kreuzen (RAHM, 1956; MURAWSKI, 1964). Im Bereich Gerolstein - Hillesheim - Daun liegt die Mehrzahl der Vulkane (ca. 180 Vorkommen). Diese Häufung führt FRECHEN (1959), ebenso wie die Ausrichtung des Vulkanfeldes, auf die Absenkung der Trierer Bucht zurück. FRECHEN (1976) gliedert das Vulkanfeld in einen Hauptzug und zwei Nebenlinien. Der Hauptzug verläuft von Ormont im NW nach Steffeln, sodann durch den zentralen Teil des Vulkangebietes im Raum Oberbettingen - Hillesheim - Gerolstein und weiter über Dockweiler - Dreis - Daun nach Bad Bertrich im SE.
Parallel dazu verläuft, um etwa 11km versetzt, die süd-

westliche Nebenlinie, die von den Mineralquellen bei Neuendorf über die Vulkangruppe bei Birresborn bis hin zum Mosenberg bei Manderscheid reicht.
Die nordöstliche Nebenlinie verläuft von den Mineralquellen bei Bauler über Moosbruch, Utzerath und Ulmen nach Schmitt (Abb. 2).

2.2. VULKANBAUTEN

RITTMANN (1962) und NAKUMURA (1977) bezeichnen das Westeifeler Vulkanfeld als ein Gebiet von monogenetischen Vulkanen, bei denen die Tätigkeit der einzelnen Vulkane nur Tage bis Monate dauerte. Dabei wurde an den einzelnen Vulkanen verhältnismäßig wenig Material gefördert.
Nach BÜCHEL & LORENZ (1982) umfaßt das Vulkanfeld 236 Eruptionszentren, darunter 11 vermutete und weitere 4, womöglich zur Hocheifel gehörende (Abb. 2).

Sie unterscheiden:

1. Schlackenkegel mit Lavastrom, ca. 34%
   Schlackenkegel ohne Lavastrom, ca. 32%
2. Maare, ca. 25%
3. Tuffringe, ca. 4%
4. Schlackenringe, ca. 2%
5. Tuffschlote, ca. 2%

Etwa 39% der Eruptionszentren liegen in ca. 30 größeren Vulkangruppen mit bis zu 9 eng benachbarten Schloten, die ungefähr gleichzeitig aktiv waren.

Vermutlich stehen die ersten Vulkanausbrüche in der Westeifel im Zusammenhang mit dem Beginn einer großräumigen Hebung des Rheinischen Schildes im Altquartär (ILLIES et al., 1979; FUHRMANN & LIPPOLT, 1980; MERTES & SCHMINCKE, 1982). Dabei soll sich der Vulkanismus im zentralen Teil in dem Zeitraum zwischen der Ablagerung der Älteren Hauptterrasse und der Älteren Niederterrasse abgespielt haben, wogegen er im SE - Teil während der Bildung der Älteren Niederterrasse einsetzte. Der Vulkanismus endete etwa vor 10.000 Jahren mit der Entstehung des Ulmener Maares (BÜCHEL & LORENZ, 1982).

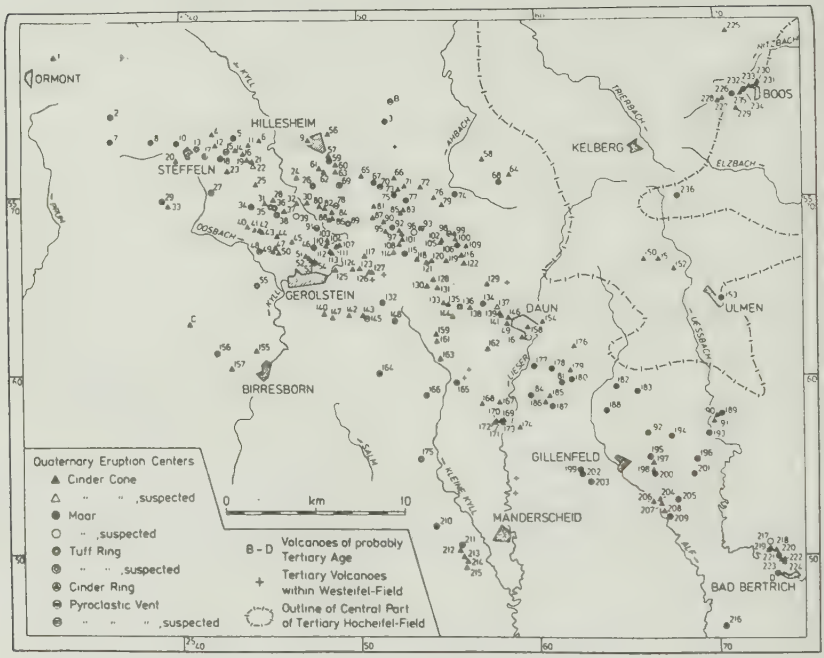


Abb. 2: Vulkanbauten und Eruptionzentren der Westeifel (BÜCHEL & MERTES, 1983).

2.3. VULKANITE

Bei den Vulkaniten der Westeifel handelt es sich insgesamt um stärker untersilizierte Gesteine.
Nach MERTES (1983) sind es in der überwiegenden Mehrzahl (> 95%) +/- primitive, d.h. nicht oder nur geringfügig differenzierte, MgO-reiche Vulkanite. Daneben treten vereinzelt stärker differenzierte Gesteine, Tephrite und Phonolithe, auf.
Er gliedert die Vulkanite der Westeifel in 5 Foidit-Gruppen (I-V) und drei Feldspat-haltige Vulkanit-Gruppen (VI-VIII):

I: Leuzitite, Nephelinite und deren Übergangsglieder (42%)
II: Melilith-haltige Foidite (32%)
III: Olivin-freie Foidite (6%)
IV: Olivin-Nephelinite (5%)
V: Melilith-haltige Foidite mit Sodalith, bzw. Hauyn (4%)
VI: Basanite (8%)
VII: Tephrite (1%)
VIII: Phonolithe (2%)

Grundlage für die prozentuale Häufigkeit der Vulkanit-Gruppen sind 174 Vorkommen.

3. DIE MOSENBERG-MEERFELDER MAAR-VULKANGRUPPE

3.1. GEOLOGIE DER UMGEBUNG

Die Mosenberg-Vulkangruppe i.e.S. liegt auf der Hochfläche zwischen den Orten Bettenfeld und Manderscheid. Ihre Haupteruptionszentren, der Ältere Mosenberg, der Jüngere Mosenberg und der Windsborn sind zusammen mit dem in die Hochfläche eingesenkten Meerfelder Maar entlang einer NW-SE verlaufenden Störungszone senkrecht zum Streichen des varistischen Faltenbaus des Untergrundes angeordnet (Abb. 3).

Nach MEYER & STETS (1979) handelt es sich bei dieser ca. 7km langen Störung um eine Tiefenstruktur, die auch noch unterhalb des Schiefergebirgsstockwerkes vorhanden ist. Die versetzt zu dieser Linie auftretenden Vulkane, nämlich die Wiesental-Vulkane südlich des Älteren Mosenberges und das Hinkelsmaar im N des Windsborn, führen die oben genannten Autoren auf rheinisch streichende Verwerfungen geringeren Ausmaßes zurück.

Die Abstände zwischen den Mittelpunkten der einzelnen Vulkane betragen:

Wiesental-Vulkane - Älterer Mosenberg	:	ca. 250 m
Älterer Mosenberg - Jüngerer Mosenberg	:	ca. 375 m
Jüngerer Mosenberg - Windsborn	:	ca. 400 m
Windsborn - Hinkelsmaar	:	ca. 375 m
Hinkelsmaar - Meerfelder Maar	:	ca. 2000 m

Die Gesteine des Sockels - Tonschiefer, Silt- und Sandsteine - gehören in den Grenzbereich zwischen Siegen- und Emsstufe (STEININGER, 1820; MEYER & STETS, 1979). Der Faltenbau des Devons ist im wesentlichen NW-vergent, die Faltenlänge variiert zwischen 1m und 1km. Buntsandsteinserien, die das niedrigmetamorphe Devon im W der Vulkangruppe transgressiv überlagern, reichten zur Zeit der Vulkanausbrüche nicht mehr in das Gebiet der Mosenberg-Vulkangruppe hinein. Reste der Buntsandsteindecke müssen jedoch noch am südlichen Rand des jetzigen Meerfelder Maarkessels gelegen haben, da sich die Tuffe des einen, nach SE ausgedehnten Auswurffächers des Meerfelder Maares durch das Führen von Buntsandstein-Xenolithen deutlich von den übrigen Tuffen der Vulkan-Gruppe unterscheiden (MEYER & STETS, 1979) (Abb. 4).

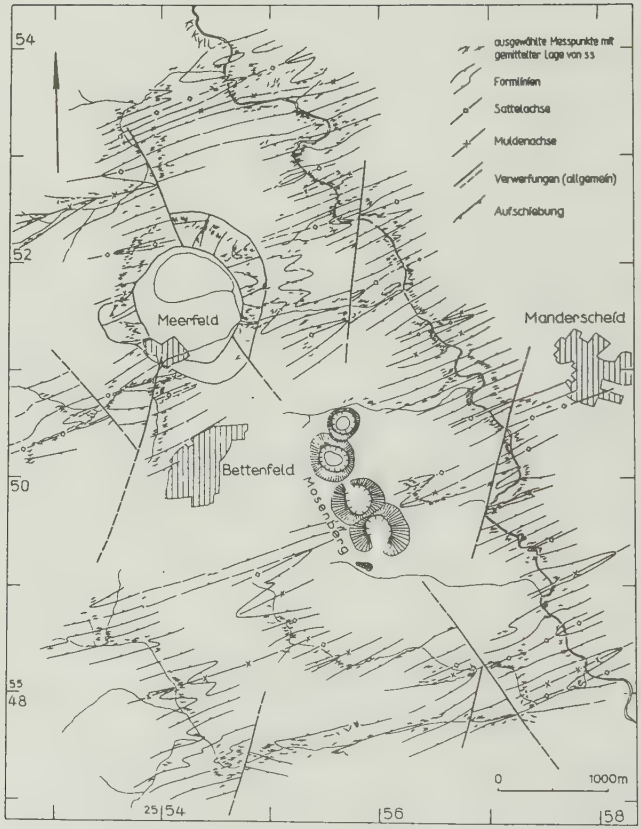


Abb. 3: Strukturkarte des varistischen Sockels unterhalb der Mosenberg-Meerfelder Maar-Vulkangruppe . (MEYER & STETS, 1979)

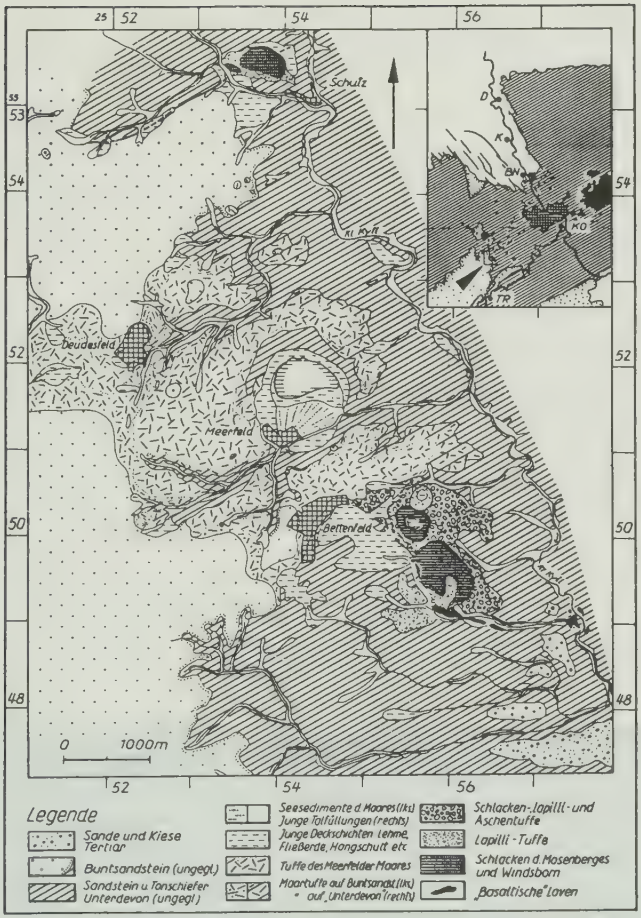


Abb. 4: Geologische Karte der Umgebung der Vulkangruppe. (MEYER & STETS, 1979)

3.2. VULKANBAUTEN

3.2.1. Wiesental-Vulkane

In jüngster Zeit wurden durch erweiterte Tuffabbaue im SW des Älteren Mosenbergs weitere zwei, womöglich drei oder sogar vier kleine Schlackenkegel, die Wiesental-Vulkane, angeschnitten.

Aus den in den Jahren 1982-1984 gegebenen Aufschlußverhältnissen war zu erkennen, daß die Kraterwände aus schlecht sortierten Lapillituffen und Schweißschlacken aufgebaut waren. In diesen, meist wenig verschweißten Lockerprodukten traten mehrere Lavaplatten von Dicken bis zu 1,5m auf (Abb. 5). Überreste dieser pyroklastischen Kegel sind zur Zeit noch in einem Tuffabbau aufgeschlossen, werden aber im Rahmen von Rekultivierungsmaßnahmen zugeschüttet.

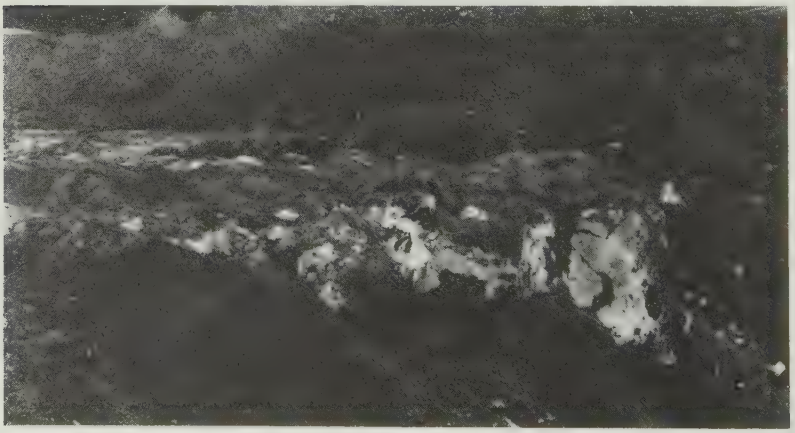


Abb. 5: Lavaplatte in den Pyroklastiten der Wiesental-Vulkane.

An die Wiesental-Vulkane läßt sich ein 30-40m breiter und 8-10m hoher, von AHRENS (1930) als "Sporn" bezeichneter Lavarücken anschließen, der sich auf etwa 280 -300m nach E bis zum Beginn des Horngrabens erstreckt, wo er mit einem Böschungswinkel von ca. 30-35° in den Horngraben abtaucht. Ab dieser Stelle wird er von dem Lavastrom des Älteren Mosenbergs bedeckt.

Für die Herkunft des Lavarückens aus den Wiesental-Vulkanen sprechen die heutigen Aufschlußverhältnisse im Wiesental die vorliegenden petrographisch-geochemischen Befunde (cf. Kap. 3.7.3.) und die unten genannten geophysikalischen Untersuchungen. Die Aussage von AHRENS (1930), dieser Lavarücken sei vom Älteren Mosenberg herzuleiten, läßt sich danach nicht mehr aufrechterhalten.

Nach geoelektrischen Untersuchungen von HUNSCHE (1973) und KOHNEN et al. (1976) liegt bei dem Lavastrom im Horngraben ein Vierschichtenfall vor. Die hohen Widerstände der 1. und der 3. Schicht sind basaltischer Lava zuzuordnen. Die 4. Schicht ist als Basisschlacke und/ oder Devon zu interpretieren. Die niedrigohmige 2. Schicht muß als vulkanisches Lockermaterial gedeutet werden. Danach liegen im Horngraben zwei Lavaströme übereinander. Der untere, zu den Wiesental-Vulkanen gehörende Strom, der im Horngraben nicht aufgeschlossen ist, reicht nach E bis kurz vor den Abbruch des Grabens in die Wolfsschlucht (KOHNEN et al. 1976).

3.2.2. Älterer Mosenberg

Der Ältere Mosenberg ist, nach den Aufschlüßen in der südwestlich gelegenen Tuffgrube zu urteilen, größtenteils aus mehr oder weniger gut geschichteten Lapillituffen aufgebaut. In diesen sind Schweißschlacken und Bomben mit Durchmessern bis zu 75cm eingelagert. Länger durchhaltende Schweißschlackenbänke sind nicht zu beobachten.

Bedingt durch den lockeren Aufbau der Kraterwände ist die Morphologie des Älteren Mosenbergs stark verwischt. Im S befindet sich in der Kraterumwallung eine hufeisenförmige Öffnung, aus der sich auf dem Höhepunkt der vulkanischen Aktivität ein Lavastrom in den Horngraben ergoß (oberer Lavastrom im Horngraben).

In der mit Alluvium gefüllten Senke, vor der "Kerbe" im Kraterwall, ist Basalt weder aufgeschlossen, noch geomagnetisch nachzuweisen. Dies spricht jedoch nicht gegen die Herkunft des Lavastroms aus dem Älteren Mosenberg, wie MURAWSKI (1965) und HUNSCHE (1973) angeben. Das Fehlen von Lava in der unmittelbaren Nachbarschaft des Vulkankegels begründet AHRENS (1930) mit der Entstehung eines Lavatunnels, der später erodiert wurde.

Erste Aufschlüße im Lavastrom des Älteren Mosenbergs finden sich auf der südlichen Talseite des Horngrabens, ca. 25m von dem oben erwähnten Lavarücken der Wiesental-Vulkane entfernt. Auf dieser Talseite ist die Lava in

große Blöcke und grobe Säulen gegliedert. Ab der Mitte des Horngrabens ist auch auf der nördlichen Talseite, wenn auch schlecht, Lava aufgeschlossen.
In dem unteren, sehr engen und tiefer eingeschnittenen Teil des Horngrabens, der Wolfsschlucht, ereicht die Lava nach Überschreiten der Kleinen Kyll, durch Auf- und Rückstauung, Mächtigkeiten bis zu 30m. An der Nordseite der Wolfsschlucht lehnt sich der Basalt an einen aus Grauwacken und Schiefern gebildeten kleinen Rücken an und erreicht auch dessen Höhe von ca. 15-18m.
In den mächtigeren Partien des Lavastroms ist die Lava in schlanke, saiger stehende Säulen mit einem mittleren Durchmesser von 30cm gegliedert. In den randnahen Bereichen, wo die Lava gegen das Grundgebirge grenzt, entstanden, bedingt durch die schnellere Abkühlung, grobe Säulen und Blöcke mit Durchmessern bis zu 4m. Dies ist besonders im oberen Teil der Wolfsschlucht zu beobachten.

3.2.3. Jüngerer Mosenberg

Die Form des pyroklastischen Vulkankegels des Jüngeren Mosenbergs ist durch Erosion stark verwischt. Nach Norden ist er durch einen Wall aus Lapillituffen und dazwischengeschalteten Lavafetzen abgeschlossen. Vom südlich gelegenen Älteren Mosenberg wird er durch einen Wall aus Schweißschlacken und stärker verschweißten Lapillituffen

getrennt.

Etwa 200m westlich vom Gipfel tritt ein etwa ENE streichender, annähernd senkrecht stehender Basaltgang zutage. Auf der Ostseite des an ihm vorbeiführenden Weges steht er in den pyroklastischen Gesteinen des Jüngeren Mosenbergs an und ist randlich mit diesen verschweißt. Auf der Westseite steht der Gang frei und verläuft noch etwas weiter nach W ins Wiesental hinein. Die Dicke des Ganges beträgt auf dem Niveau des Weges ca. 1m und keilt nach oben in den Schlacken aus. Dies deutet darauf hin, daß es sich bei dem radial in die Ummantelung eingedrungenen Gang um eine späte Intrusion handelt, die in den Schlacken steckengeblieben ist.

Ca. 200m SEE von diesem Gang trifft man auf eine in die Schlacken und Lapillituffe konkordant eingelagerte Lavabank. Diese fällt ziemlich parallel zum Abhang hin ein, läßt sich ca. 100m nach SEE verfolgen und besitzt stellenweise eine Mächtigkeit von 5-6m. Ob diese Lava eingedrungen ist, oder ob sie als kleiner Lavastrom auf die unterlagernden Schlacken ausgeflossen ist (cf. FRECHEN, 1958) ist schwer zu entscheiden. Die geochemischen Befunde im Kap. 3.7.3. sprechen eher für die letztere Deutung.

GREBE (1886) und AHRENS (1930) vermuteten auf Grund von Basaltblöcken in der Nähe der Einmündung des Ellbachtals in die Kleine Kyll einen Lavastrom in diesem Tal.

Diese Annahme wurde von HUNSCHE (1970) geomagnetisch bestätigt. Auch im südlich vom Ellbachtal gelegenen

Johannistal hat HUNSCHE (1970) einen bisher unbekannten Lavastrom, der im unteren Talbereich ansteht, nachgewiesen. Er leitet diese beiden Ströme vom Jüngeren Mosenberg her.

3.2.4. Windsborn

Etwa 400m nördlich des Jüngeren Mosenbergs liegt, durch eine Einsattelung von diesem getrennt, der gut erhaltene Ringwall des Windsborn, der aus stark verschweißten Schlackenbänken und Lapillituffen aufgebaut ist. Die Schlacken besitzen einen Durchmesser von 30-50cm, zeigen öfters Brotkrustenrinden, zum Teil wurden sie auch beim Auswurf zu Spindeln gedreht.
Die Schichten fallen mit ca. 30^{o} nach außen ein. Der Abstand von dem mit einem See bedeckten Kraterboden bis zur höchsten Stelle des Ringwalls mißt ca. 35m.

3.2.5. Hinkelsmaar

Das Hinkelsmaar, der kleinste Vulkan der Mosenberg-Gruppe, ist ebenso ein pyroklastischer Vulkan. Bei seiner Entstehung wurde die nördliche Außenumwallung des Windsborn nischenförmig angeschnitten. Der bis zu 8 m hohe Ringwall des Hinkelsmaares besteht aus Schweißschlacken und Lapillituffen.

3.2.6. Meerfelder Maar

In der Literatur existieren verschiedene Ansichten über die Entstehung des Meerfelder Maares.
Nach FRECHEN (1976) handelt es sich um eine vulkanotektonische Depression, i.e.S. um ein unselbständiges Senkungsbecken. Während der Absenkung kam es am West-Rand und am Südost-Rand des Maarkessels an eng begrenzten Förderkanälen zu gerichteten gasreichen Explosionen. Das geförderte Material wurde nach dem Flug durch die Luft vor dem Außenrand des Maares in Streufächern abgelagert.

Nach BÜCHEL & LORENZ (1980) und MEYER (1985) entstand das Meerfelder Maar durch phreatomagmatische Ausbrüche. Bei den in der Umgebung des Maares auftretenden pyroklastischen Gesteinen handelt es sich um Base-surge-Ablagerungen.

Die Tuffe des Meerfelder Maares bestehen im wesentlichen aus stark fragmentiertem Nebengesteinsmaterial. Untergeordnet treten vulkanische Aschen, Lapilli, Schlacken und Bomben einerseits und Peridotitfragmente andererseits auf.

3.3. ABLAUF, DAUER UND ALTER DES VULKANISMUS

3.3.1. Räumlich-zeitlicher Ablauf

- Die Wiesental-Vulkane und der dazugehörende Lavarücken sind von den Tuffen der Mosenberg-Krater überlagert.
- Der Ältere Mosenberg wird im Norden teilweise vom Jüngeren Mosenberg angeschnitten.
- Der Windsborn wird im N nischenförmig vom Hinkelsmaar angeschnitten.
- Die phreatomagmatischen Tuffe des Hinkelsmaares überlagern die Schlacken des Windsborns (LORENZ, 1984).
- Die Meerfelder Maar-Tuffe überlagern die Pyroklastite des Hinkelsmaares.

Nach diesen Befunden setzte der Vulkanismus an den kleinen Wiesental-Vulkanen ein und verlagerte sich in der Zeit über den Älteren Mosenberg, den Jüngeren Mosenberg, den Windsborn und das Hinkelsmaar zum Meerfelder Maar.

3.3.2. Dauer und Alter

Hinsichtlich der Dauer und des Alters der vulkanischen Aktivität in der gesamten Vulkangruppe liegen in der Literatur abweichende Angaben vor.

In Anlehnung an FRECHEN (z.B. 1976, S.163) hat der Lavastrom des Älteren Mosenberges, der nach eigenen Beobachtungen am unteren Ende der Wolfsschlucht maximal 5m über der heutigen Talsohle liegt, entsprechend seiner Beziehung zur Talmorphologie höchstens ein mittelwürmzeitliches Alter. Im Krater des Hinkelsmaares finden sich nach FRECHEN & STRAKA (1960) in einer Tiefe zwischen 4,80 und 9,50m pyroklastische Ablagerungen des Hinkelsmaares. Weiter oben, zwischen 4,15 und 4,25 m, ist in das Vegetationsprofil eine Schicht von Kristallsand eingeschaltet, die nach FRECHEN vom Meerfelder Maar stammt (ERLENKEUSER et al., 1972). Nach den pollenanalytischen Untersuchungen von STRAKA (1958, 1960) gehören die Kristallsande des Meerfelder Maares in das mittlere Alleröd und besitzen ein Alter von 11.350 Jahren (ca. 11.500), wogegen die Pyroklastite des Hinkelsmaares älter als 17.000 Jahre sein müssen. Somit ergibt sich für die Dauer des Vulkanismus in der Vulkangruppe eine Mindestzeitspanne von 5.500 Jahren.

MEYER (1985) weist darauf hin, daß die "Tuffe des Meerfelder Maares in der Umgebung des Hinkelsmaares z.T. noch meterdick" sind, wogegen im Krater des Hinkelsmaares " in vor der Abtragung geschützter Position nur 10cm abgelagert sein sollen". Letztendlich hält er die Kristallsande des Meerfelder Maares im Krater des Hinkelsmaares für umgelagertes Material und somit das Alter des Meerfelder Maares für höher als 11.500 Jahre.

Nach LORENZ & BÜCHEL (1980) liegen in der Tuffgrube bei Deudesfeld die Pyroklastite des Meerfelder Maares ohne erkennbaren Hiatus unmittelbar auf einer 8cm dicken Schicht aus schwarzen Tuffen des Mosenberges. ^{14}C-Datierungen von Pflanzenresten aus der Oberfläche des darunter liegenden fossilen Bodens ergaben ein Mindestalter von 29.000 Jahren. Da die schwarzen Tuffe des Mosenberges keine Anzeichen von Verwitterung und Bodenbildung zeigen, dürfte zwischen der Entstehung des Mosenberges und der des Meerfelder Maares nur wenig Zeit vergangen sein. Hieraus folgt, daß der Vulkanismus in der Mosenberg-Meerfelder Maar-Vulkangruppe innerhalb eines kurzen Zeitraumes vor etwa 29.000 Jahren (evtl. auch früher) abgelaufen ist (BÜCHEL & LORENZ, 1980).

3.4. VULKANISCHE FÖRDERPRODUKTE

An der Mosenberg-Meerfelder Maar-Vulkangruppe treten pyroklastische Gesteine und Lavagesteine auf. Die Lavagesteine bilden Ströme und Gänge.

3.4.1. Pyroklastische Gesteine

MEYER & STETS (1979) unterscheiden, AHRENS (1930) folgend, bei den Tuffen der Mosenberg-Vulkangruppe i.e.S. zwischen Schlacken-Lapilli-Aschen-Mischtuffen auf der einen und Lapillituffen auf der anderen Seite.

3.4.1.1. Lapillituffe

Lapillituffe treten in der Umgebung des Älteren Mosenbergs auf. Sie sind mehr oder weniger stark oxidiert, wobei ihre Farbe von rot bis tiefschwarz variiert. Oberflächennah sind sie meist verwittert und zeigen weißlichgelbe bis schmutzig braune Verwitterungshäutchen. Die Lapillituffe sind gut geschichtet, aber ohne nennenswerte Gradierung. In unregelmäßigen Abständen sind Wurfschlacken, die stark abgeplattet sind, in die Tuffe eingeschaltet. Zum Teil findet man Bomben und Schlacken, die einen Durchmesser bis zu 75cm aufweisen können. Die Größe der Lapilli liegt im Mittel zwischen 1-2cm. Sie sind scharfkantig und sehr blasenreich. Makroskopisch

sind vereinzelt Einsprenglinge zu erkennen. Nebengesteinsmaterial fehlt fast gänzlich.

3.4.1.2. Schlacken-Lapilli-Aschen-Mischtuffe

Östlich von Windsborn und Hinkelsmaar befindet sich eine Tuffdecke, die an der Straße von Bettenfeld nach Manderscheid bis zu 3m mächtig ist (AHRENS, 1930). Nach Osten ist sie noch in 1km Entfernung nachzuweisen.
AHRENS (1930) beschreibt sie als schlecht sortierte Lapillituffe von 1-2cm Korngröße, die vereinzelt Schlacken und Lavafetzen bis zu 10cm Durchmesser enthalten. Weiter beschreibt er eine Schicht, in der sich meist große, flache Bomben einer fast dichten bis stark porösen Lava befinden. Die größten Bomben messen in der längsten Richtung bis 75cm, senkrecht dazu maximal 25cm. Ähnlich geformte, jedoch stärker verschweißte Schlacken, findet man in den Kraterwänden von Windsborn und Hinkelsmaar. In diesen Schlacken sind makroskopisch stark oxidierte Olivine als Einsprenglinge zu erkennen.

3.4.1.3. Meerfelder-Maar-Tuffe

Bei den Ausbrüchen am Meerfelder Maar wurden im wesentlichen zwei eng begrenzte Tuffächer gebildet. Der eine läßt sich bis südlich Manderscheid verfolgen, der zweite Tuffächer breitet sich nach W über Deudesfeld bis nach Meisburg aus (FRECHEN, 1976; MEYER & STETS, 1979).
Der östliche Fächer, dessen Material durch einen Schlot am Südost-Rand gefördert wurde, ist durch das Führen von Buntsandsteinfragmenten und Olivinbomben gut von den Tuffen der Mosenberg-Gruppe zu unterscheiden. Zur Zeit der Maarentstehung hat es also noch Reste einer Buntsandsteindecke in der Umgebung des Förderkanals gegeben (MEYER & STETS, 1979).
Die Tuffe des westlichen Fächers sind in einer Abbaugrube bei Deudesfeld sehr gut aufgeschlossen. Die Schichtung dieser Tuffe ist gut ausgeprägt und an Korngrößen- bzw. Materialwechsel zu erkennen. Die einzelnen Schichten sind 1 mm bis mehrere cm mächtig.
Die Pyroklastite bestehen zu über 70% aus Material der durchbrochenen Devonschichten. An magmatischem Material wurden Aschen und Lapilli sowie Bomben mit einem Durchmesser bis zu 20cm gefördert. Die stark porösen Bomben sind meist rundlich. Teilweise ist die Aussenhaut plastisch verformt.
Als typische Base-surge-Ablagerungen enthalten die Maar-Tuffe Blumenkohl-Bomben und accretionäre Bomben. Sie

besitzen im Gegensatz zu den oben beschriebenen Bomben ein geringeres Porenvolumen und sind zudem reich an Nebengesteinsmaterial. Dieses Nebengesteinsmaterial, das von einer oftmals glasigen basaltischen Matrix umgeben ist, zeigt öfter geringe Anzeichen von Frittung.
Charakteristisch für die Tuffe des Meerfelder Maares sind Peridotitfragmente (sog. Olivinbomben), die Größen von 20cm erreichen. Im Mittel liegt der Durchmesser bei 7-10cm. Die Olivinbomben machen schätzungsweise 15-20% des geförderten magmatischen Materials aus.

3.4.1.4 Wurf- und Schweißschlacken

An allen Vulkanen der Mosenberg-Vulkangruppe sind Wurf- und Schweißschlacken weit verbreitet. Den besten Überblick über Form und Zustand dieser pyroklastischen Gesteine erhält man am Windsborn. Die Größe der Schlacken beträgt durchschnittlich 30cm, maximal etwa 1m. Die Auswurfsmassen sind stark miteinander verschweißt und abgeplattet. Bei größeren Bomben sind häufig Brotkrustenrinden zu beobachten. Ab und zu findet man auch im Flug zu Spindeln gedrehte Bomben .
Die Gesteine sind alle mehr oder weniger stark oxidiert, wobei die Oxidation nach innen merklich abnimmt. Im Gegensatz zu den Schlacken des Mosenberges, enthalten die Schlacken des Windsborn mehr Grundgebirgs-Xenolithe.

3.4.2. Lavagesteine

Bei den Lavagesteinen muß man zwischen Produkten länger anhaltender Effusionen, bei denen die Lavaströme im Horngraben, im Johannistal und im Ellbachtal gebildet wurden, und episodischen Lavaeffusionen, die zur Bildung der zwischen den Pyroklastiten auftretenden Lavabänken und Lavaplatten führten, unterscheiden. Auf ein episodisches Ereignis geht auch der Radialgang am Jüngeren Mosenberg zurück.

In den hell- bis dunkelgrauen Laven erkennt man makroskopisch Olivin, Klinopyroxen und Magnetit, deren Mengenanteile von Probe zu Probe wechseln können. Das Porenvolumen ist in der Regel sehr gering (<1Vol.%). In den höheren Bereichen der Ströme ist der Porengehalt deutlich größer. Hier sind die Poren zumeist in Fließrichtung gelängt.

In den Lavagesteinen sind Deck- und Grundgebirgs-Xenolithe im Mittel deutlich kleiner und seltener als in den Wurf- und Schweißschlacken. Man findet in unterschiedlichen Graden aufgeschmolzene Gangquarze, devonische Gesteine und seltener Gneise und zudem Olivinknollen. Die Olivinknollen sind in den Lavagesteinen häufiger und größer als in den pyroklastischen Gesteinen der Mosenberg-Vulkangruppe i.e.S..

3.5. PETROGRAPHIE DER GESTEINE

3.5.1. Probenahme

Art und Umfang der Probenahme in Horizontal- und Vertikalprofilen (Abb. 1-6 im Anhang) richtete sich nach der Größe des Vorkommens, der Ausbildung und dem Erhaltungszustand der Gesteine, den herrschenden Aufschlußverhältnissen und insbesondere nach der Zielsetzung der Arbeit.

Insgesamt wurden 58 Lavaproben (L), 33 Wurf- und Schweißschlackenproben (S) und 7 Lapillituffproben (T) untersucht.

Diese verteilen sich auf die einzelnen Vorkommen wie folgt:

	L	S	T
Wiesental-Vulkane :	1	5	1
-Horngraben-Lava :	4	-	-
Älterer Mosenberg :	-	6	4
-Horngraben-Lava :	9	-	-
-Wolfsschlucht-Lava :	36	-	-
Jüngerer Mosenberg :	6	7	-
-Johannistal-Lava :	2	-	-
Windsborn :	-	7	2
Hinkelsmaar :	-	5	-
Meerfelder Maar :	-	3	-
	58	33	7

3.5.2. Mineralbestand

Nach der mikroskopischen Untersuchung enthalten die porphyrischen Gesteine alle Einsprenglinge von Olivin, Klinopyroxen und Magnetit in einer holokristallinen (L,S) bis hyalokristallinen (T) Grundmasse aus Olivin, Klinopyroxen, Leucit, Nephelin, Magnetit und Apatit sowie Phlogopit (z.T.) und Glas (z.T.).
Neben den magmaeigenen Mineralen (Idiokristen) findet man Xenokristen von Olivin, Orthopyroxen und Spinell, die aus desintegrierten Peridotitknollen stammen.

3.5.2.1. Olivin

Die Korngröße der Olivin-Idiokristen variiert serial vom Mikrolithenbereich bis hin zu 3mm. Ein deutlicher Hiatus findet sich dagegen für die Korngrößen-Häufigkeitsverteilung der Kristalle. In den Histogrammen der Abb. 6 ist unterhalb von 200-250 µm eine sprunghafte Zunahme der Kornanzahl zu erkennen. Kristalle, die unterhalb dieser Korngröße liegen werden als Olivine der Grundmasse, solche mit einem Korndurchmesser > 200-250 µm als Olivin-Einsprenglinge definiert.
Die Olivin-Einsprenglinge sind überwiegend idiomorph und tafelig bis dicktafelig nach (010). Eine Regelung ist im allgemeinen nicht zu erkennen. Eine Ausnahme

bilden Proben aus den oberflächennahen Partien der Horngraben-Lava, in denen eine vage Fließregelung zu beobachten ist.

Die Olivine sind zumeist stofflich weitgehend homogen. Nach dem maximalen Achsenwinkel, gemindert um 1° (CHUDOBA & FRECHEN, 1943), weisen sie in allen Proben ein praktisch gleiches Fo:Fa-Verhältnis von 90:10 auf.

In den unteren und mittleren Bereichen des Lavastroms in der Wolfsschlucht treten randlich zonar gebaute Olivine auf. Die höhere Doppelbrechung spricht für einen höheren Fa-Gehalt der Randzone. Die maximale Breite dieser Zonen beträgt 20-30 µm. Unabhängig von der äußeren Form umgeben diese Zonen breitenkonstant die Kristalle. Danach dürften diese Olivine ihren Zonarbau nicht durch Wachstum, sondern durch diffusiven Austausch mit der Schmelze erworben haben (STINDL & VIETEN, 1982) (Abb. 7).

In allen Proben ist ein Teil der Olivin-Einsprenglinge korrodiert. Nach Untersuchungen von KUSHIRO (1972) im System Forsterit-Diopsid-SiO_2-H_2O wird bei steigendem PH_2O das Stabilitätsfeld von Forsterit eingeengt, umgekehrt bei Druckerniedrigung wieder erweitert. In Anlehung an diese Untersuchungen dürften die Olivin-Einsprenglinge bei Dampfdrucksteigerung vor der Eruption instabil und korrodiert worden sein. Sie zeigen Korrosionsschläuche und -Buchten.

In fast allen Gesteinen der Mosenberg-Gruppe zeigen die Olivine Oxidationserscheinungen. Diese treten häufiger und verstärkt in den Wurf- und Schweißschlacken, weniger

häufig in den Lavagesteinen auf. Nach ZEUCH (1974) findet die Oxidation dabei bevorzugt an Versetzungen innerhalb des Kristalls statt. Unter dem Mikroskop findet man feinste Schüppchen von Hämatit, die die Versetzungen dekorieren (Abb. 8). Dies geht in manchen Proben so weit, daß die Kristalle opak erscheinen.

Bei fortschreitender Oxidation des Eisens kommt es zur Iddingsitisierung. Diese Umwandlung tritt bevorzugt an den Kornrändern, an Rissen und Sprüngen innerhalb der Kristalle und an den mit Hämatit dekorierten Versetzungen auf (Abb. 9).

In allen Proben finden sich immer wieder Olivine mit Anzeichen einer schwachen plastischen Deformation. Auf Grund der perfekten Idiomorphie der Kristalle dürfte es sich hierbei auch um Einsprenglings-Olivine handeln. Die Deformation macht sich durch einen schwachen Subkornbau bemerkbar. Olivine, die aus desintegrierten Peridotitknollen stammen, zeigen dagegen einen viel stärker ausgeprägten Subkornbau mit vielen einzelnen Subkörnern und scharfen Subkorngrenzen.

Der stets schwach ausgeprägte Subkornbau der Olivin-Einsprenglinge ist möglicherweise durch Streßeinwirkung während der Eruption induziert worden.

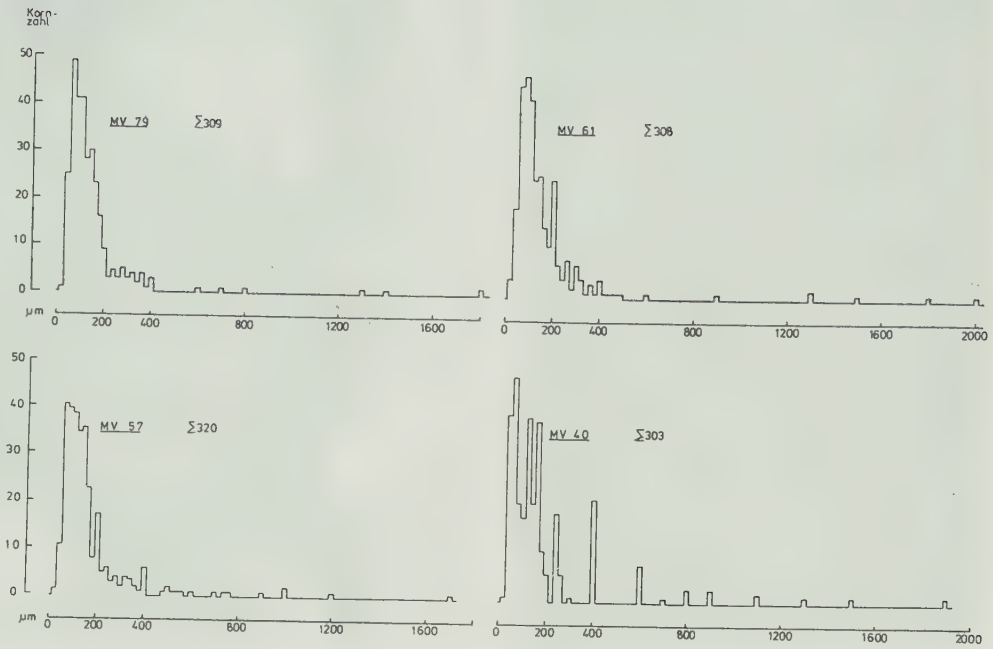


Abb. 6: Korngrößenverteilungs-Histogramm von Olivinen in Laven des ÄM. Die Korngröße ist ausgedrückt durch den Durchmesser von Kreisen deren Flächeninhalt dem Flächeninhalt der Korndurchschnitte im Dünnschliff entspricht (nach WADELL, 1935).

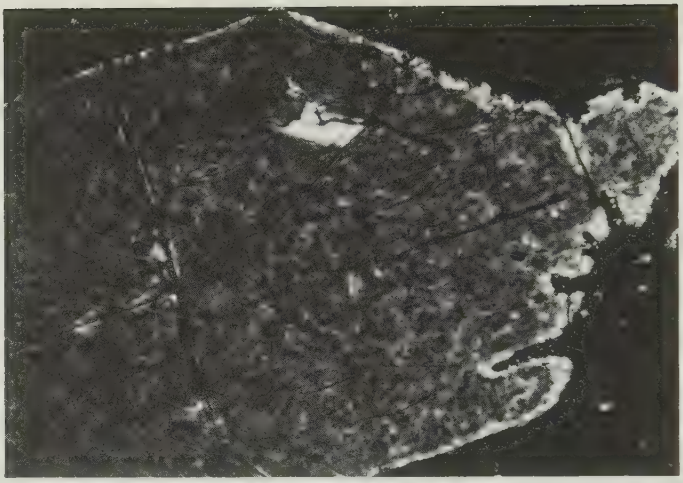


Abb. 7: Korrodierter Olivineinkristall mit diffusivem Zonarbau und # nach (010) und (100). Gekreuzte Nicols. Kurze Bildseite 0,27mm

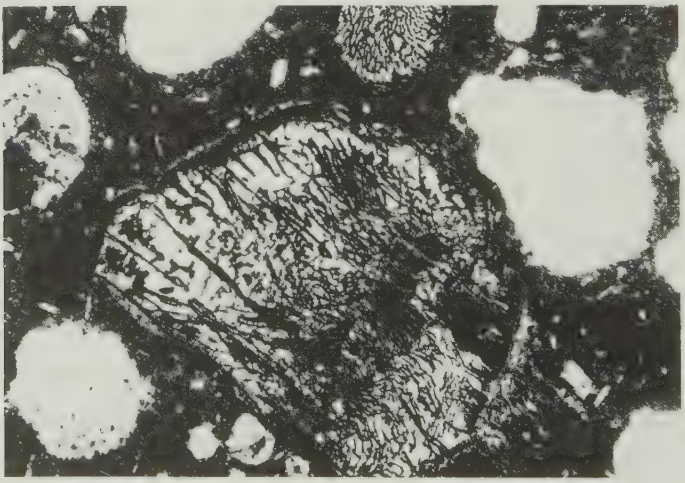


Abb. 8: Oxidierter Olivin. Versetzungen durch Hämatitschüppchen dekoriert. Gekreuzte Nicols. Kurze Bildseite 1,1 mm

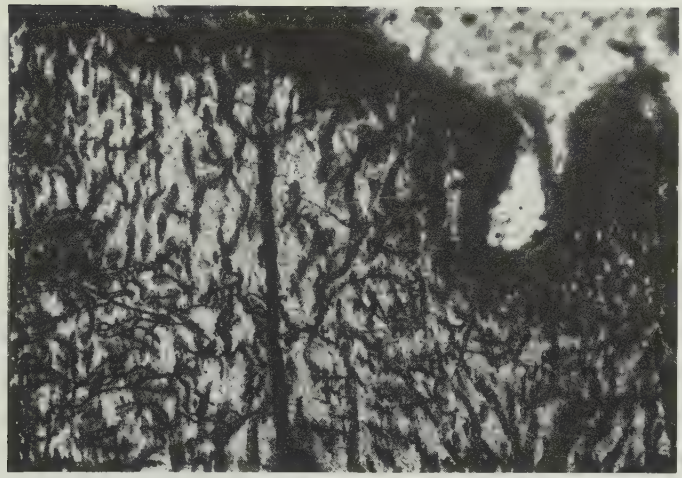


Abb. 9: Iddingsitisierter Olivin: Lichtgraue Bereiche um mit Hämatit dekorierte Versetzungen.
Gekreuzte Nicols. Kurze Bildseite 0,27 mm

3.5.2.2. Klinopyroxen

Nach Farbe, Achsenwinkel und Auslöschungsschiefe können die folgenden Klinopyroxene unterschieden werden:

1. Aegirin-haltiger Augit
2. Basaltischer Augit
3. Titan-Augit

Aegirin-haltiger Augit tritt als Einsprengling auf. Basaltischer Augit liegt als Einsprengling, als Anwachszonen um Aegirin-haltigen Augit und als Grundmassen-Bestandteil vor. Titan-Augit tritt überwiegend in der

Grundmasse und als Anwachszonen um die beiden erstgenannten Pyroxene auf.
Unter den Klinopyroxenen herrscht basaltischer Augit (ca. 70 Vol.%) bei weitem vor Titan-Augit vor. Aegirin-haltiger Augit tritt untergeordnet auf (< 1 Vol.%).

Aegirin-haltiger Augit ("Grüner" Augit)

Der "Grüne" Augit ist meist kompakt gebaut. In einzelnen Fällen ist er jedoch amöben- oder schwammartig durchlöchert. Die Kristalle sind merklich pleochroitisch, wobei in X-Richtung flaschengrüne bis graugrüne, in Y,Z-Richtung schmutzig gelbliche Farbtöne auftreten.
Die Achsenwinkel 2Vz liegen zwischen 75° und 80°.
Bei etwa 90% der Kristalle ändert sich die Zusammensetzung an der Grenze zwischen dem Kern und dem basaltischen Augit der Randzone sprunghaft. Zum Teil gibt es auch diffuse Übergänge. Diese Erscheinungen weisen darauf hin, daß der "Grüne" Augit zum Zeitpunkt der Ausscheidung des basaltischen Augits nicht mehr mit der Schmelze im Gleichgewicht stand. Nach HUCKENHOLZ (1965), WASS (1980) und DUDA & SCHMINCKE (1984) entstehen solche Pyroxene während eines intratellurischen Hochdruck-Hochtemperatur-Stadiums der Schmelze.
"Grüne" Augite mit ähnlichen optischen Eigenschaften und ähnlichem Chemismus sind weltweit in Alkalibasalten verbreitet (FRECHEN, 1948, 1963; SCOTT, 1976; DUDA und

SCHMINCKE, 1978; VIETEN, 1980). VIETEN (1980) bezeichnet sie nach dem Chemismus als Ti-reiche Na-Al-Salite.

Basaltischer Augit

Er ist idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet und leicht nach c gestreckt. Zwillinge nach (100) sind häufig. Die Größe reicht von einigen Zehner µm bis zu 3000 µm. Nach Messungen zur Korngrößen-Häufigkeitsverteilung liegt die Grenze zwischen Grundmassen- und Einsprenglings-Kristallen bei ca. 150 µm. An dieser Grenze ist eine sprunghafte Erhöhung der Kornanzahl zu kleinen Korngrössen hin festzustellen. Die Einsprenglinge sind oft mit bis zu 10 Individuen glomerophyrisch verwachsen.
Die Kristalle zeigen einen vielschichtigen Zonarbau, wobei einzelne Zonen wiederholt auftreten können. Zudem ist häufig Sektorenzonarbau zu beobachten, der die Verhältnisse weiter kompliziert (Abb. 10). Die Grenzen zwischen Bereichen unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung können zum Teil verwaschen, zum Teil scharf sein. Der oszillierende Zonarbau ist nach VIETEN (1980) auf rhytmische Änderungen des Sauerstoffpartial- und Wasserdampfpartial-Druckes zurückzuführen. Der vielschichtige Zonarbau äußert sich auch darin, daß der Achsenwinkel 2Vz, integrativ über mehrere Zonen gemessen, von 50°-55° im Kern auf 65°-70° in den randnahen Bereichen ansteigt.

Wenn basaltischer Augit um "Grüne" Augite wächst, zeigt er größtenteils idiomorphe Anwachszonen. In wenigen Fällen sind die Kristallflächen sägezahnartig ausgefranst oder buchtig ausgebildet (Abb. 11). Auch diese Anwachszonen zeigen einen oszillierenden Zonarbau.

Titan-Augit

Der Titan-Augit der Grundmasse ist idiomorph bis hypidiomorph und stets prismatisch ausgebildet. Manchmal zeichnet er vage ein Fließgefüge nach, indem sich die Kristalle mit ihren langen Achsen parallel zueinander und zu den Kristallflächen der Olivine anordnen. Verzwilligung nach (100) und Sanduhrzonarbau sind häufig.

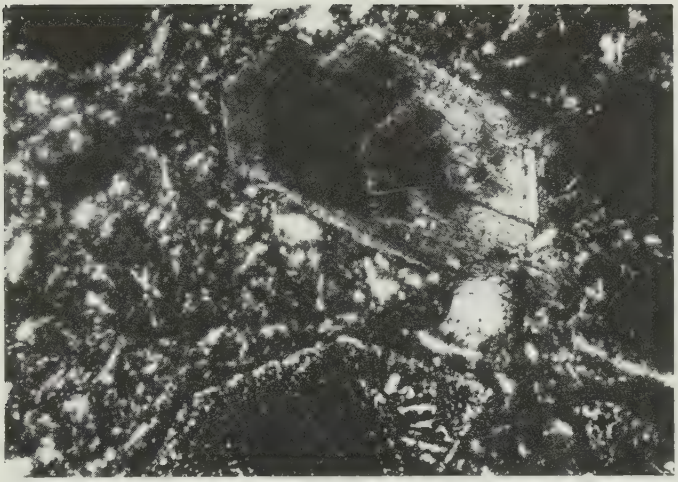


Abb. 10: Stark zonierter basaltischer Augit.
Gekreuzte Nicols. Kurze Bildseite 0,43 mm

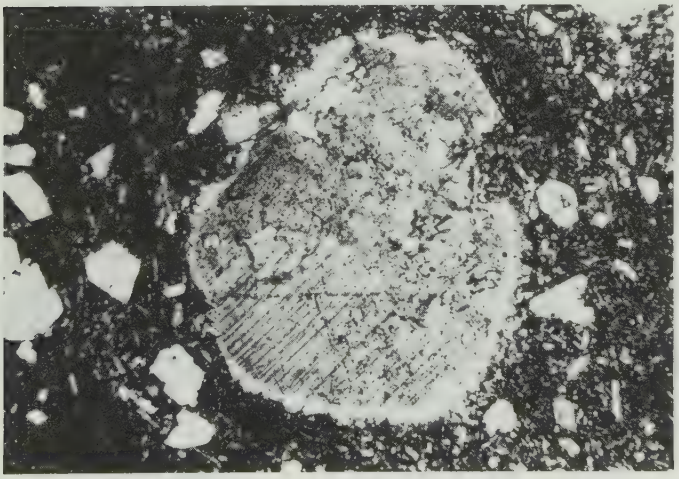


Abb. 11: "Grüner" Augit mit sägezahnartig ausgefranster Anwachszone von basaltischem Augit.
Gekreuzte Nicols. Kurze Bildseite 2,5 mm.

3.5.2.3. Nephelin

Nephelin hat sich zeitlich nach den Pyroxenen der Grundmasse gebildet, da er die Zwickelräume zwischen diesen Kristallen füllt. Einzeln oder zu mehreren Kristallen wächst Nephelin mit idiomorphen Kristallflächen aus dem Kornverband in vorhandene Poren hinein. In Nephelin treten häufig Mikrolithe von Pyroxen und Apatit auf (Abb. 12).

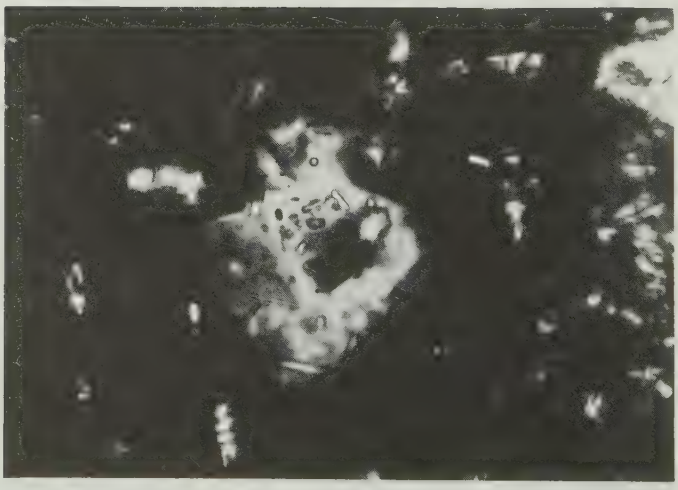


Abb. 12: Nephelin mit eingelagerten Mikrolithen. Gekreuzte Nicols. Kurze Bildseite 0,1 mm.

3.5.2.4. Leucit

Leucit tritt in Zwickelräumen der Grundmasse und in Poren auf. Idiomorphe Leucit-Kristalle sind sehr selten; diese werden bis zu 40 µm groß. Bedingt durch die rasche Abkühlung fehlt Leucit oft die Inversionsverzwilligung. Ungefähr nach der Form (211) eingelagerte Lavatröpfchen und/oder Pyroxene erleichtern in vielen Fällen seine Identifizierung (Abb. 13).

Abb. 13: Idiomorpher Leucit mit eingelagerten Pyroxen-Mikrolithen.
Parallele Nicols. Kurze Bildseite 0,1 mm.

3.5.2.5. Magnetit und Picotit

Es liegen zwei Magnetit-Generationen, Einsprenglinge und Grundmassen-Kristalle, vor. Die Einsprenglinge erreichen Größen von 500 µm. Die Kristalle sind häufig randlich in Olivin eingewachsen und teilweise von diesem umwachsen (Abb. 14).

Picotit ist idiomorph. Er tritt stets in Olivin eingewachsen auf. Hier findet er sich in zentralen aber auch in randnahen Bereichen (Abb. 14). Entsprechend den Verwachsungsverhältnissen zwischen Olivin und Picotit auf der einen und Olivin und Magnetit auf der anderen Seite, hat sich Magnetit nach Picotit gebildet.

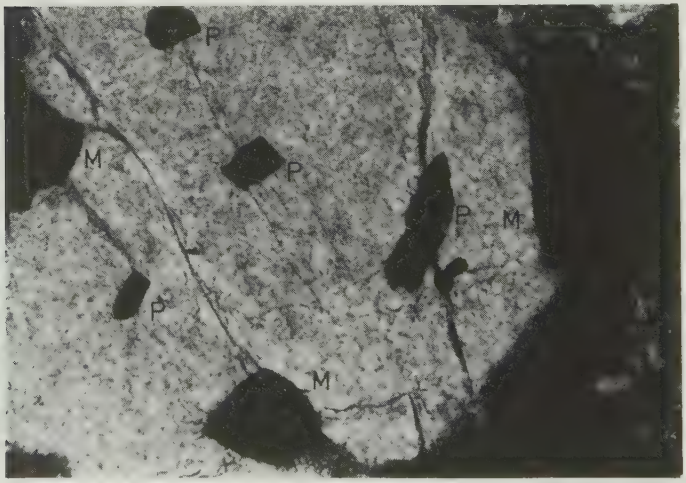


Abb. 14: Olivin mit ein- und angelagerten Magnetit- (M) und Picotit-Kristallen (P).
Gekreuzte Nicols. Kurze Bildseite 1,1 mm.

3.5.2.6. Phlogopit

Phlogopit tritt eimal als sekundäres Umwandlungsprodukt an den Rändern von Olivin, zum anderen als primäre Bildung in Poren auf.
Von braun nach rotbraum wechselnde Farben in den Richtungen Y und Z und zwischen 8^{o} -12^{o} schwankende Werte von 2Vx sprechen für eine Variation des Ti-Gehaltes.

3.5.3. Xenokristen

3.5.3.1. Olivin

Die Olivin-Xenokristen stammen, wie in Kap. 3.5.4.3. näher ausgeführt wird, aus plastisch deformierten Duniten und Harzburgiten. Die Olivine der Dunite zeigen einen mäßigen, die der Harzburgite einen stärker ausgeprägten Subkornbau (Abb. 15).

3.5.3.2. Orthopyroxen

Orthopyroxen kommt nur sporadisch vor (< 1 Vol%). Nach SACHTLEBEN & SECK (1980) und MERTES (1983) stammen die Orthopyroxene in den von ihnen untersuchten Westeifel-Vulkaniten aus Mantelperidotiten, die beim Aufstieg der Magmen desintegriert wurden. Dies dürfte auch für die

Orthopyroxene der Mosenberg-Vulkangruppe zutreffen. Nach dem Achsenwinkel handelt es sich um Enstatite mit einem Ferrosilit-Gehalt von 5 Mol %.

Die Orthopyroxene sind gänzlich oder zum Teil umgewandelt und dann von einer Corona aus Olivin (ca. 95 Vol.%) und Klinopyroxen umgeben. Die Olivine sowie die Klinopyroxene weisen mit ihren langen Achsen zum Kern hin (Abb. 16). Die Corona-Strukturen stellen Reaktionsgefüge der Orthopyroxene mit der Olivin-nephelinitischen Schmelze dar.

3.5.3.3. Hercynit

Hercynit ist sehr selten. Er tritt nur in Olivin-Xenokristen auf. Seine Farbe variiert von innen nach außen von lichtgrün über olivgrün bis braun. Dies deutet auf eine Cr-Zunahme im Verlaufe der Kristallisation hin.

Abb. 15: Olivin-Xenokrist mit Subkornbau und buchtigen Korngrenzen
Gekreuzte Nicols. Kurze Bildseite 1,1 m.

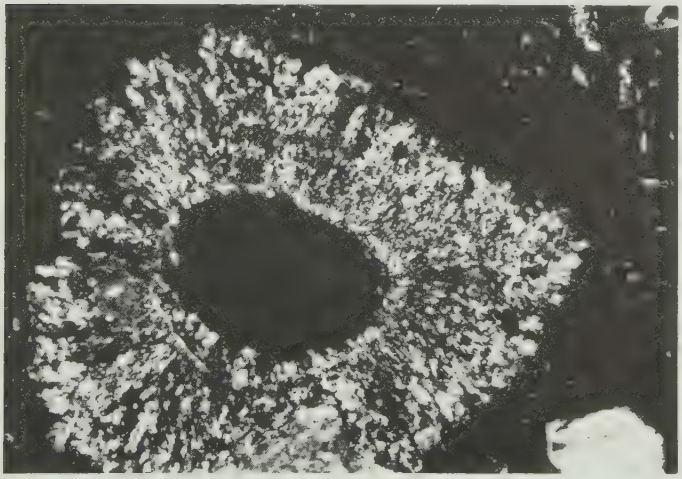


Abb. 16: Orthopyroxen mit feinkörniger, radialstrahliger Corona aus Olivin und Klinopyroxen.
Gekreuzte Nicols. Kurze Bildseite 1,1 mm.

kane. Dies konnte jedoch durch eigene Nachforschungen nicht bestätigt werden.
Mikroskopische Untersuchungen an Buntsandstein-Xenolithen wurden nicht durchgeführt.

3.5.4.2. Grundgebirgs-Xenolithe

3.5.4.2.1. Devonische Silt- und Sandsteine und Gangquarze

In den Tuffen des Meerfelder Maares zeigen diese Xenolithe keine kontaktmetamorphe Beeinflußung. In den Pyroklastiten der übrigen Vorkommen und den Lavagesteinen sind sie fast immer in den unterschiedlichsten Graden von beginnender Aufschmelzung bis hin zur völligen Aufschmelzung pyrometamorph verändert (Abb. 20). Nur vereinzelt finden sich Xenolithe, die bloße Frittung zeigen.

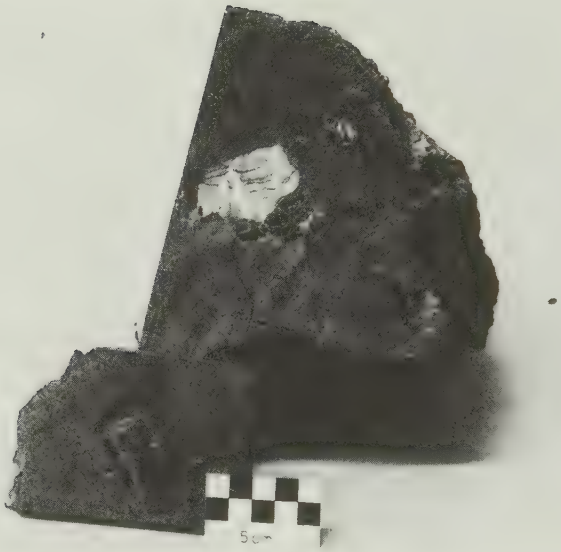


Abb. 17: Devonische Xenolithe in Schweißschlacken des Windsborn, die unterschiedlichen Graden thermischer Beanspruchung ausgesetzt waren. Der hellere Xenolith ist nur gefrittet und aufgebläht. Direkt darunter ein völlig aufgeschmolzener Xenolith. Der Xenolith in der unteren Probe ist weitgehend aufgeschmolzen und zeigt eine breite Schmelzrinde.

Bei der pyrometamorphen Reaktion des Magmas mit den devonischen Silt- und Sandsteinen sowie den Gangquarzen kommt es zur Bildung eines gelblichen SiO_2-reichen Glases und hierin durch Reaktion mit der Schmelze zur Kristallisation von Klinopyroxen. Diese langprismatisch gewachsenen Pyroxene unterscheiden sich nach der Farbe,

dem Achsenwinkel (2Vz ca. 70°) und der Auslöschungsschiefe, Z/c = 33°-35°, deutlich von den magmatisch gebildeten. Nach TRÖGER (1979) kann man sie als Diopsidreiche Aegirin-Augite bezeichnen.

In manchen Fällen war das Wachstum der Klionopyroxene in der SiO_2-reichen viskosen Schmelze gehemmt. Darauf weisen skelettartig gewachsene Pyroxene hin (Abb. 18). BRAUNS (1922) und COX, BELL & PANKHURST (1979) beschreiben ähnlich ausgebildete Pyroxene als Augite.

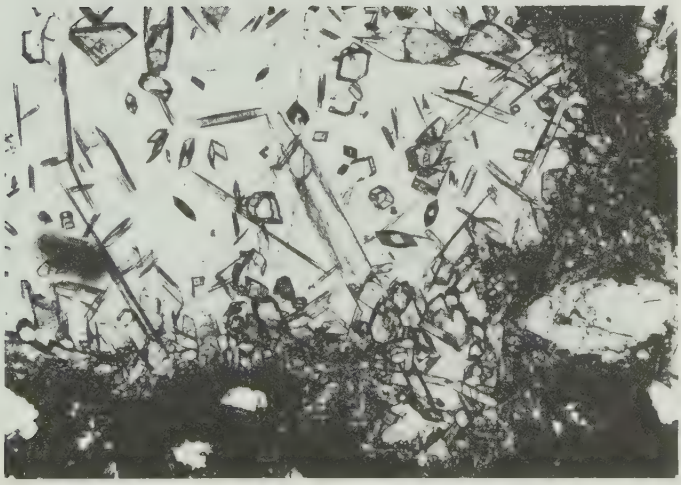


Abb. 18: Typisches Skelettwachstum von Klinopyroxen in einer glasigen SiO_2-reichen Matrix
Parallele Nicols. Kurze Bildseite 1,1 mm.

3.5.4.2.2. Gneis

Bei pyrometamorphen Reaktionen zwischen Gneisbruchstücken und dem Magma, sind neben Glas folgende Mineralneubildungen zu beobachten:

1. Pyroxen und Hochsanidin
   Die Sanidine bilden in manchen Proben Skelettkristalle (Abb. 19).
2. Pyroxen und ein helles Mineral mit niedriger Lichtbrechung und polysynthetischen Zwillingen (Leucit ?).

Abb. 19: Hohlgewachsene Sanidine senkrecht c. In der Bildmitte Apatit mit eingelagerten Zirkonen als Rest eines aufgeschmolzenen Gneisbruchstückes.
Parallele Nicols. Kurze Bildseite 0,43 mm.

3.5.4.2.3. Metapelite

Beim partiellen oder totalen Aufschmelzen von Metapeliten entstand in einer glasigen Matrix neben Sanidin und Klinopyroxen, fibrolithischer Sillimanit (Abb. 20).

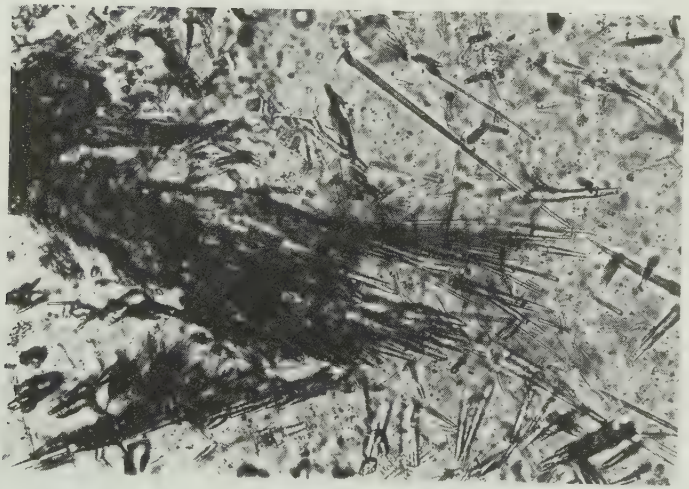


Abb. 20: Aufgeschmolzenes Metapelit-Bruchstück mit fibrolithischem Sillimanit in einer glasigen Matrix.
Parallele Nicols. Kurze Bildseite 0,27 mm.

3.5.4.3. Peridotite

Nach SACHTLEBEN (1980) handelt es sich bei den Peridotitknollen des Meerfelder Maares um Harzburgite und Lherzolithe (Abb. 21). Nach STOSCH (1980) und STOSCH & SECK (1980) entstammen die Bomben dem metasomatisch veränderten Oberen Mantel unterhalb der Westeifel. Aus eigenen Erhebungen geht hervor, daß die Menge der Peridotitknollen in den Tuffen des Meerfelder Maares ca. 15-20 Vol.% des magmatischen Tuffanteils ausmacht. Die mittlere Größe liegt bei etwa 7-10cm, die maximale bei ca. 25cm. Die zumeist rundlichen, des öfteren abgeplatteten Bomben sind fest mit einer Lavakruste umgeben. Makroskopisch erkennt man, daß die Lava randlich in das Korngefüge eingreift und dabei auch öfters einzelne Olivin-Kristalle aus dem Verband löst. Weiter ist makroskopisch zu erkennen, daß die Gemengteile in einem Teil der Bomben homogen verteilt sind, in anderen dagegen lagig. Bomben mit einem konzentrischen Lagenbau sind selten. Ein Teil der Peridotitknollen ist von mm breiten Scherzonen durchzogen, auf denen sich, bedingt durch die Deformation, aus den großen zerscherten Olivin-Rekristallisatkörner kleinere gebildet haben.

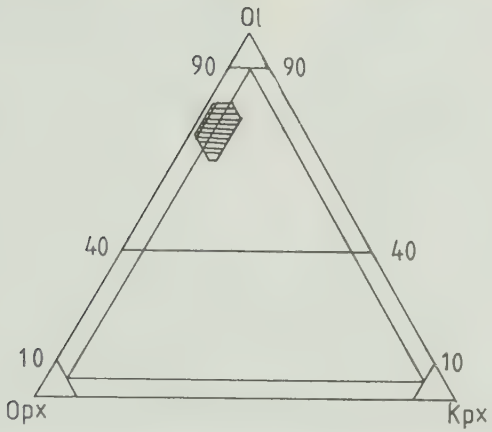


Abb. 21: Lage der Peridotitknollen des Meerfelder Maares im Ol-Kpx-Opx-Dreieck. (SACHTLEBEN, 1980).

Peridotit-Xenolithe (Dunite, Harzburgite) kommen auch in den Lavagesteinen und den Pyroklastiten der Mosenberg-Vulkangruppe i.e.S. vor. Verglichen mit den Peridotitknollen in den Tuffen des Meerfelder Maares sind sie im Mittel jedoch deutlich kleiner. Ihre Größe reicht von mikroskopischen Dimensionen bis zu 3cm in den Lavagesteinen bzw. bis zu einigen Millimetern in den Pyroklastiten.

Nach dem Mineralbestand und dem Grad der Deformation kann man zwei Typen von Peridotit-Xenolithen unterscheiden:

1. Rekristallisierte Peridotit-Xenokristen die zu über 95% aus Olivin bestehen (Dunite) und ein sehr gutes polygonales Zellengefüge ausbilden (Abb. 22).
   Die Olivine liegen in grob rekristallisierten Aggregaten vor, wobei die einzelnen Körner Gleichgewichtskorngrenzwinkel von 120° untereinander bilden. Die einzelnen Rekristallisatkörner löschen einheitlich aus, zeigen also keinen Subkornbau.

2. Stärker deformierte Peridotite, die zu ca. 65% aus Olivin und 35% aus Orthopyroxen bestehen (Harzburgite) sind feiner rekristallisiert. Die gröberen Olivinkörner zeigen Subkornbau. Ein polygonales Zellengefüge tritt nicht auf (Abb. 23). Zwischen den einzelnen Körnern sind suturierte Korngrenzen zu beobachten, die durch strain-induzierte Grenzflächenwanderung während der Deformation hervorgerufen wurden.

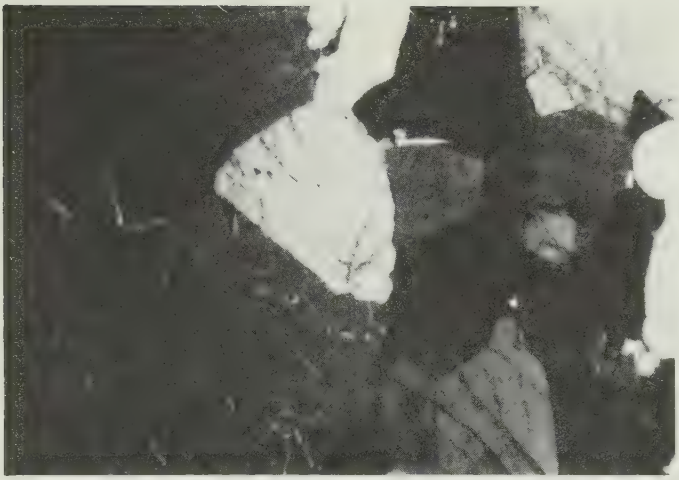


Abb. 22: Peridotitbruchstück mit polygonalem Zellengefüge.
Gekreuzte Nicols. Kurze Bildseite 0,42 mm.

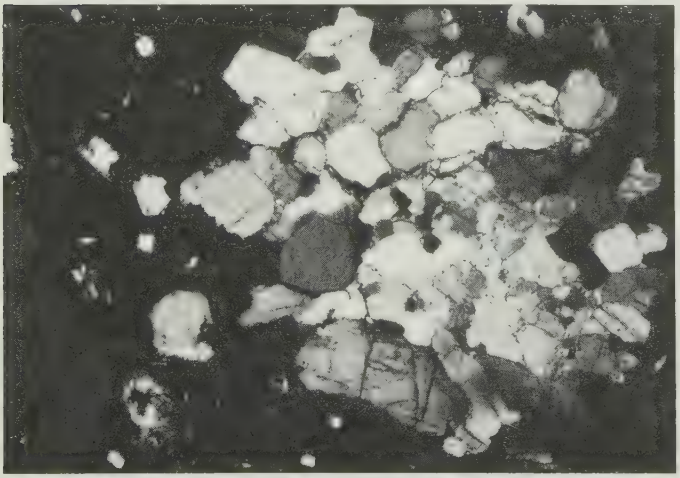


Abb. 23: Stärker deformierter Olivin-Xenolith mit Rekristallisatkörnern und Subkornbau.
Gekreuzte Nicols. Kurze Bildseite 2,5 mm

3.6. KLASSIFIKATION UND NOMENKLATUR DER GESTEINE

3.6.1. Chemische Analysenverfahren

Zur chemischen Analyse der Haupt- und Spurenelemente diente eine Röntgenfluoreszenz-Anlage der Firma Philips. Die Intensitäten der gemessenen Haupt- und Spurenelemente wurden von einem Apple plus II-Computer umgerechnet und ausgedruckt. Die hierfür erforderlichen Software-Programme erstellte Professor Dr. S. HOERNES (nicht veröffentlicht) in Anlehnung an analytische Gleichungen von de JONG (1979).

Die Analysenfehler betragen:

Hauptbestandteile Fehler in Gew.%			Spurenelemente: Fehler in Relativ-%	
		+/-		
SiO_2	:	0,3	V :	30%
TiO_2	:	0,04	Co:	50%
Al_2O_3	:	0,16	Ni:	40%
Fe_2O_3	:	0,16	Cu:	30%
MnO	:	0,01	Zn:	15%
MgO	:	0,44	Rb:	30%
CaO	:	0,38	Sr:	5%
Na_2O	:	0,18	Zr:	25%
K_2O	:	0,04	Ba:	25%
P_2O_5	:	0,01		

Vergleichsanalysen, die eine gute Übereinstimmung mit den eigenen Daten ergaben, wurden in den geochemischen Laboren der Universitäten Gießen und Karlsruhe durchgeführt. Hierfür sei an dieser Stelle Herrn Professor Dr. R. EMMERMANN und Herrn Professor Dr. R. ALTHERR gedankt.

Die Bestimmung des H_2O^+ erfolgte nach PENFIELD (1894). Da die Wasser-Gehalte - wie Stichproben ergaben - durchweg sehr gering sind, wurde H_2O^+ nur in einer begrenzten Anzahl ausgesuchter Proben bestimmt.

Die quantitative Bestimmung des zweiwertigen Eisens erfolgte nach den Aufschluß- und Analysenbestimmungen von WILSON (1960) an ausgesuchten Beispielen. Die Extinktion der Lösungen wurde mit einem Zeiss-Photometer Typ PMQ 3 bei einer Wellenlänge von 522 nm gemessen.
Proben von Laven (28), die weder makroskopisch noch mikroskopisch Anzeichen von Oxidation des zweiwertigen Eisens erkennen lassen, weisen im Mittel ein Fe(II):Fe(III)-Verhältnis von 70:30 auf (Tab. 1, im Anhang).
Laven und Schlacken mit mikroskopischen und mikroskopisch-makroskopischen Anzeichen von Oxidation besitzen ein durchschnittliches Fe(II):Fe(III)-Verhältnis von 50:50 bzw. 40:60 (Tab. 1, im Anhang).
Da sich das Fe(II):Fe(III)- Verhältnis in den nicht oxidierten Proben gut mit den in der Literatur für Alkali-Basalte angegebenen Werten deckt, wurde für die

Berechnung der CIPW-Norm und die des modusnahen Mineralbestandes die gemessenen Fe_2O_3-Gehalte aller Proben einheitlich auf das Verhältnis Fe(II):Fe(III) von 70:30 umgerechnet.

3.6.2. Chemismus und CIPW-Norm

Im SiO_2:(Na_2O + K_2O)-Diagramm liegen alle Proben oberhalb der Linie, die stark alkalische Basalte von gemäßigt alkalischen Basalten trennt (SAGGERSON & WILLIAMS, 1964). Bei den Förderprodukten der Mosenberg-Meerfelder Maar-Vulkangruppe handelt es sich danach um stark alkalische und stark SiO_2-untersättigte Vulkanite (Abb. 24). Im allgemeinen variiert in den Proben der einzelnen Vorkommen der SiO_2-Gehalt recht einheitlich zwischen 40,0-40,5 und 42,5-43,5 und der von (Na_2O + K_2O) zwischen 4 und 6 Gew.%, wobei die Menge der Alkali-Oxide mit steigendem SiO_2-Gehalt zunimmt. Diese positive Korrelation gilt auch für die wenigen Proben vom Meerfelder Maar, doch variieren hier die Gehalte von SiO_2 mit 41-42 Gew.% und (Na_2O + K_2O) mit 4-5 Gew.% in engeren Grenzen.

In der CIPW-Norm treten als salische Minerale Nephelin, Leucit und Orthoklas auf; Albit fehlt zwangsläufig. Im Basalttetraeder von YODER & TILLEY (1964) haben die Vulkanite ohne Ausnahme ihren darstellenden Punkt auf

der Fläche Diopsid-Forsterit-Nephelin. Hier sind sie stets um das Zentrum gruppiert. Das Di-Fo-Ne-Verhältnis der Proben variiert somit für alle Vorkommen sehr ähnlich (Abb. 25).

Da in jedem Fall Olivin > 10 Gew.%, Diopsid > 20 Gew.% und Nephelin > 5 Gew.% ist und Albit fehlt, sind die Gesteine der Vulkangruppe nach der Norm als Olivin-Nephelinite zu bezeichnen.

3.6.3. Kalkulierter Modus

Der Mineralbestand ausgewählter Laven (27 aus der Wolfsschlucht, 2 aus dem Horngraben) mit bekanntem Fe(II):Fe(III)-Verhältnis von ca. 70:30 (cf. Kap. 3.6.1) wurde unter Berücksichtigung der Art, der integrierbaren Menge und der Zusammensetzung der Minerale in erster Linie zu dem Zweck berechnet, Art und Menge der in der feinkörnigen Grundmasse auftretenden Minerale zu ermitteln. Zur Vereinfachung und Standardisierung der Berechnung wurden in allen Fällen folgende Mischkristallzusammensetzungen berücksichtigt.

Klinopyroxen : Analyse von salitischem Ti-Augit aus dem den hier untersuchten Gesteinen nahestehenden Vulkanit vom Hochkelberg, Hocheifel (HUCKENHOLZ, 1966, Tab. 1, HF 5).

Olivin : Forsterit : Fayalit = 85 : 15

Leucit : Na-Leucit - max 10%

Berechnungsgang:

1. Apatit

   Basis für Menge : P_2O_5 der Gesteinsanalyse

2. Klinopyroxen

   Basis für Menge : Nach 1. verbleibendes CaO

3. Olivin

   Basis für Menge : Nach 2. verbleibendes MgO

4. Erzminerale (Ulvöspinell und Magnetit)

   Basis für Menge : Nach 2. und 3. verbleibendes FeO, Fe_2O_3 und TiO_2

5. Leucit und Nephelin

   Basis für Menge : Rest der Gesteinsanalyse; Leucit mit maximal 10% Na-Leucit-Gehalt. Die Zusammensetzung des Nephelins ergibt sich rechnerisch.

Die Berechnungen ergaben, daß sich die mineralogische Spannbreite der Vulkanite der Mosenberg-Gruppe weitgehend durch den kalkulierten Modus der Proben mit dem geringsten Gehalt an MgO (Nr. 9) und dem größten Gehalt an MgO (Nr. 67) beschreiben läßt.

Probe:	9	67
Nephelin	17,2 (Ks 1,7)	19,7 (Ks 5,6)
Leucit	6,8 (Na-Lc 0)	-
Olivin	14,0	22,5
Klinopyroxen	54,3	51,8
Erz	5,8	3,8
Apatit	2,2	2,1
Summe	100,0	99,9

Nach STRECKEISEN (1967) fallen die Gesteine der Vulkangruppe in das Feld der foiditischen Vulkanite. Da Nephelin das vorherrschende Foid ist, sind sie als Nephelinite und nach dem Gehalt an Olivin von stets > 10 Vol.% gemäß einem Vorschlag von WILKINSON (1967) genauer als Olivin-Nephelinite zu bezeichnen.
Somit ist die Nomenklatur der Vulkanite auf chemischer und mineralogischer Basis gleich.

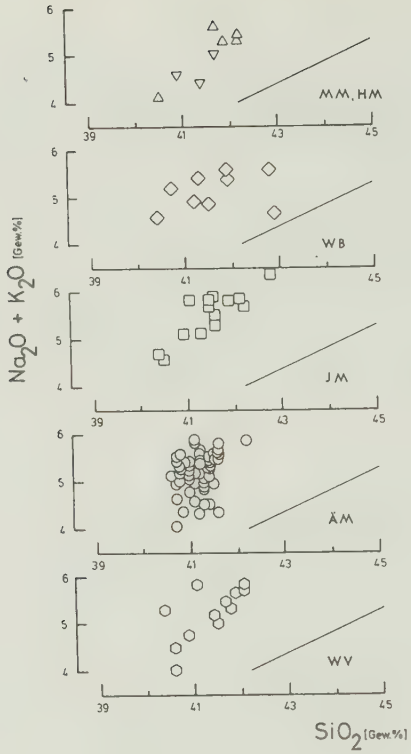


Abb. 24: Lage der Olivin-Nephelinite der Mosenberg-Vulkangruppe und des Meerfelder Maares im (Na_2O + K_2O) : SiO_2 - Diagramm. Die Linie trennt stark alkalische von gemäßigt alkalischen Basalten (SAGGERSON & WILLIAMS, 1964).

▽ Meerfelder Maar (MM)

△ Hinkelsmaar (HM)

◇ Windsborn (WB)

□ Jüngerer Mosenberg (JM)

○ Älterer Mosenberg (ÄM)

⬡ Wiesental-Vulkane (WV)

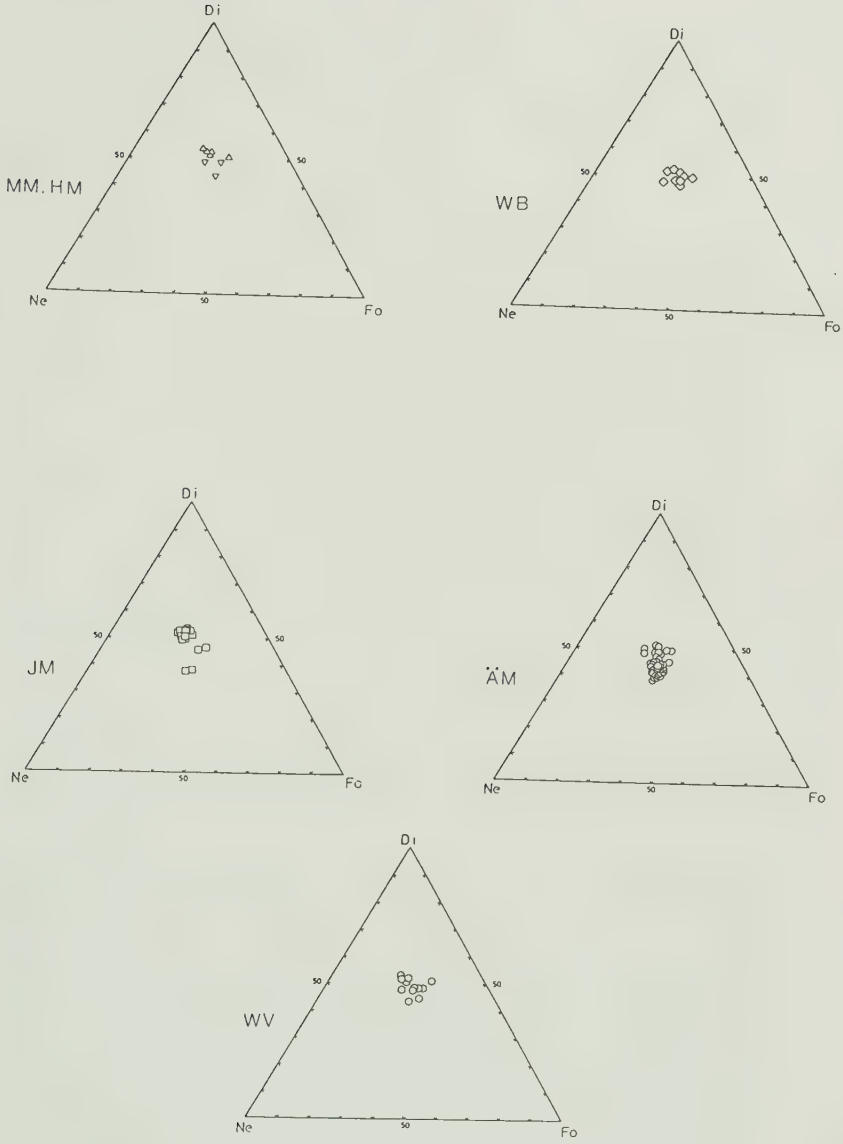


Abb. 25: Lage der Olivin-Nephelinite der Mosenberg-Vulkangruppe und des Meerfelder Maares im Basalt-Tetraeder nach YODER & TILLEY (1964). Symbole wie in Abb. 24

3.7 GEOCHEMIE DER VULKANISCHEN FÖRDERPRODUKTE

3.7.1. Magmagenese

Das Olivin-nephelinitische Ausgangsmagma der Mosenberg-Meerfelder-Maar-Vulkangruppe entstammt dem Oberen Mantel. Hierfür sprechen:

- in Anlehnung an CARMICHAEL (1974) die hohen Gehalte an MgO und Ni sowie die niedrigen SiO_2-Gehalte.
- die hohen Mg-Zahlen die für alle Förderprodukte der Mosenberg-Vulkangruppe > 74 sind.
  (Mg-Zahl = 100Mg / Mg + 0,75 Fe, KESSON, 1973).
- das niedrige Sr-Isotopenverhältnis von 0,70387 (STAUDIGEL (1979) in MERTES, 1983).
- der Gehalt an Peridotit-Fragmenten (z.B. BAILY, 1973;, STOSCH, 1980; STOSCH & SECK, 1980; SACHTLEBEN, 1980).

Nach MERTES (1983) spricht das niedrige Sr-Isotopenverhältnis zusammen mit dem in Mittel 0,05 betragenden niedrigen Rb/Sr-Verhältnis dafür, daß sich die Olivin-Nephelinite im Gegensatz zu den übrigen Foiditen der Westeifel aus einem weniger an Alkalien angereicherten Oberen Mantel gebildet haben. Der dort vorliegende Granat-Peridotit soll nach dem in den Gesteinen vorhandenen Na_2O/K_2O-Verhältnis von ca. 2 mehr Amphibol als Phlogopit geführt (MERTES, 1983).

Da einerseits für die Bildung von Granat Drucke erforderlich sind, die erst ab einer Tiefe von 60km herrschen (O'HARA et al., 1971), und andererseits Amphibol nur einen Stabilitätsbereich bis 100km aufweist (KUSHIRO, 1970), muß der Entstehungsort der Schmelze innerhalb dieses Tiefenbereiches gelegen haben. Dies steht auch im Einklang mit der Aussage von BULTITUDE und GREEN (1967), die Olivin-Nephlelinite in kontinentalen Bereichen als Produkte der partiellen Anatexis von Mantelperidotiten in einer Tiefe zwischen 80-100km ansehen.

Die von STAUDIGEL (1979) an einer Probe des Lavastromes der Wolfsschlucht (Me 77) gemessenen niedrigen Y-Gehalte von 28 ppm deuten an, daß Granat während des partiellen Aufschmelzvorganges im Residuum verblieben ist.

Die Olivin-nephelinitischen Magmen der Westeifel entstanden nach MERTES (1983) durch Druckentlastung im Rahmen plattentektonischer Vorgänge. RAIKES (1980) zufolge kam es im Oberen Mantel oberhalb einer Schmelzanomalie mit einer Dichteerniedrigung von 1-2% zur Schmelzbildung.

3.7.2. Geochemische Entwicklungstendenzen

Die Darstellung und die Diskussion der chemischen Hauptbestandteile und der Spurenelemente erfolgt in MgO-Variationsdiagrammen (Mol %), da MgO die größte Variationsspanne in den vulkanischen Förderprodukten der Mosenberg-Meerfelder Maar-Vulkangruppe aufweist (Abb. 26-35).

In den Vorkommen nimmt mit steigendem MgO-Gehalt der Gesteine nur Ni, das sich geochemisch ähnlich wie MgO verhält, mengenmäßig zu.

Die anderen chemischen Hauptbestandteile und Spurenelemente nehmen in der Regel ab und zwar um so deutlicher, je größer ihre Menge ist. Auffällige Mengenänderungen finden sich nämlich insbesondere für SiO_2, Al_2O_3 und CaO, weniger deutliche bei Fe_2O_3, Na_2O, K_2O, TiO_2 und den Spurenelementen. Danach ist die Abnahme der genannten Gemengteile als relative Abreicherung in der Folge der Zunahme von MgO (und Ni) zu deuten. Diese Trends gelten vor allem für die Wiesental-Vulkane, den Älteren Mosenberg, den Jüngeren Mosenberg und das Windsborn. Bei den Förderprodukten des Meerfelder Maares und des Hinkelsmaares trifft dies nicht immer zu, was wohl auf die zu niedrige Anzahl der untersuchten Proben zurückzuführen ist.

Bei ähnlichen Entwicklungstendenzen variieren die MgO-Gehalte in den Förderprodukten der Mosenberg-Vulkangruppe im allgemeinen zwischen gleichen Werten, beim Hinkelsmaar weniger weit (Tab. 1). Ganz grob kann man sagen, daß die Variationsbreite der MgO-Gehalte von den Wiesental-Vulkanen zum Älteren Mosenberg hin zunimmt und von dort über den Jüngeren Mosenberg und den Windsborn zum Hinkelsmaar, und demnach in der Reihenfolge abnehmender Förderleistung, stetig abnimmt.

Tab. 1: Variationsbereich des MgO-Gehaltes (Mol%) der Förderprodukte in der Mosenberg Vulkangruppe.

* Die hohen MgO-Gehalte in den Laven der Wolfsschlucht ergaben sich durch posteruptive Differentiations-Vorgänge (cf. Kap. 3.9.)

Wiesental-Vulkane	:	19,4 - 22,5
Älterer Mosenberg	:	19,4 - 23,9 (24,5)*
Jüngerer Mosenberg	:	18,2 - 23,2
Windsborn	:	18,5 - 22,5
Hinkelsmaar	:	18,8 - 20,7

Auch alle anderen Haupt- und Spurenelemente variieren an den einzelnen Vorkommen in jeweils ähnlichen Grenzen (Tab. 2).

Tab. 2: Chemische Zusammensetzung der Proben mit extremen MgO-Gehalten an den Eruptionsstellen der Mosenberg-Vulkangruppe (Mol %). (Hauptbestandteile ohne MnO und P_2O_5).

	WV	ÄM	JM	WB	HM
SiO_2	42,7-41,5	42,9-41,7	44,0-41,5	43,8-41,8	43,7-43,3
TiO_2	2,0- 1,9	2,0- 1,8	2,0- 1,9	2,0- 1,8	2,o- 2,0
Al_2O_3	7,2- 6,5	7,3- 6,3	7,5- 6,4	7,6- 6,6	7,4- 7,3
FeO	9,4- 9,0	9,1- 8,7	9,1- 8,7	9,1- 8,8	9,1- 9,1
MgO	19,4-22,5	19,4-23,9	18,2-23,2	18,5-22,5	18,8-20,7
CaO	13,5-13,4	13,5-12,7	13,1-13,1	13,7-13,1	13,7-13,8
Na_2O	3,8- 3,5	3,8- 3,3	3,8- 3,3	3,4- 3,7	3,4- 3,7
K_2O	1,4- 1,2	1,4- 1,0	1,7- 1,2	1,3- 1,1	1,2- 1,3

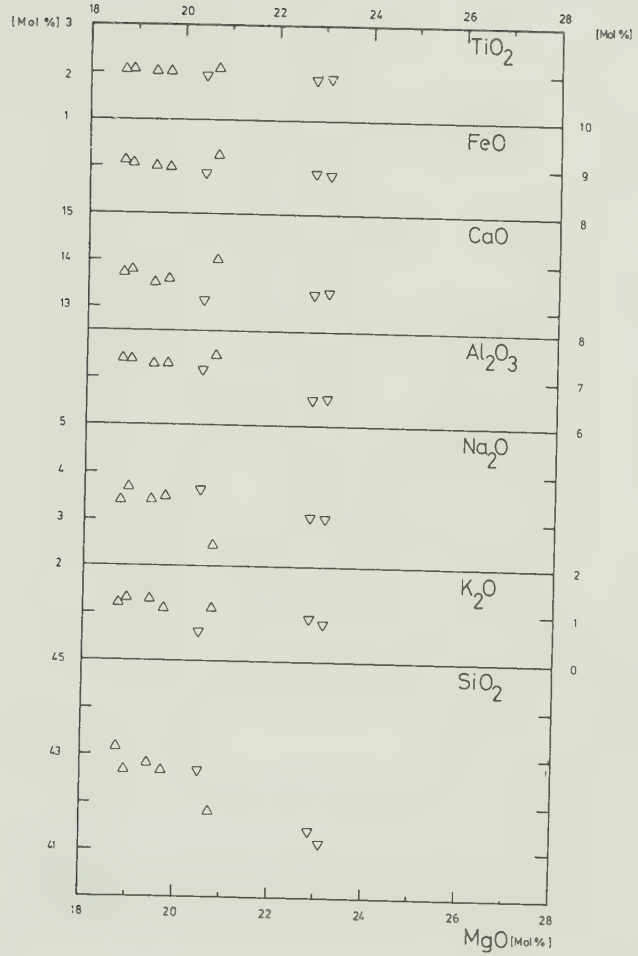


Abb. 26 : MgO-Variationsdiagramm der chemischen Zusammensetzung der Olivin-Nephelinite des Meerfelder Maares und des Hinkelsmaares. Chemische Hauptbestandteile (Mol %).

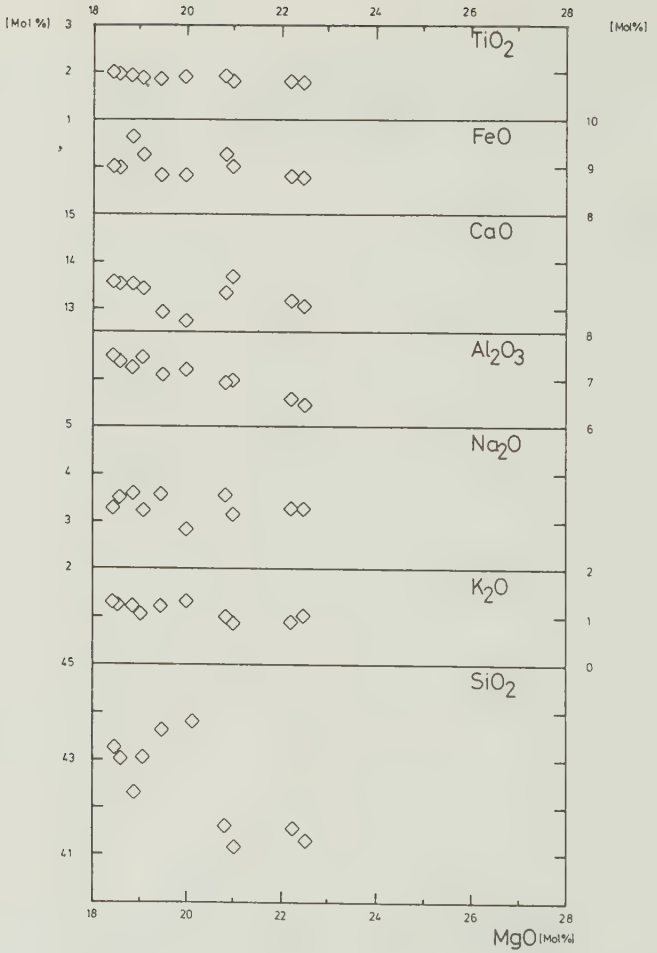


Abb. 27 : MgO-Variationsdiagramm der chemischen Zusammensetzung der Olivin-Nephelinite des Windsborns.
Chemische Hauptbestandteile (Mol %)

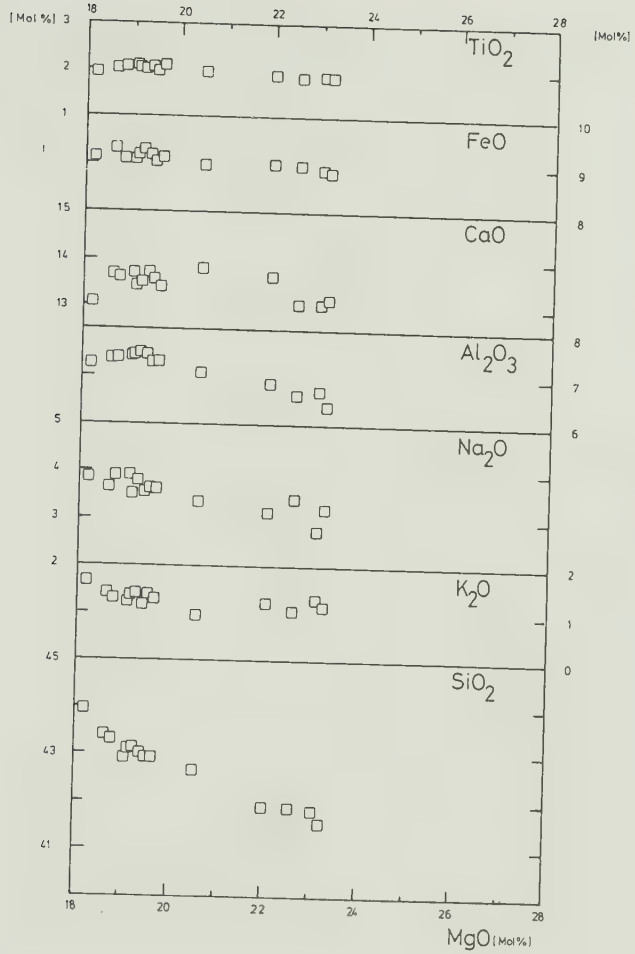


Abb. 28 : MgO-Variationsdiagramm der chemischen Zusammensetzung der Olivin-Nephelinite des Jüngeren Mosenberges.
Chemische Hauptbestandteile (Mol %)

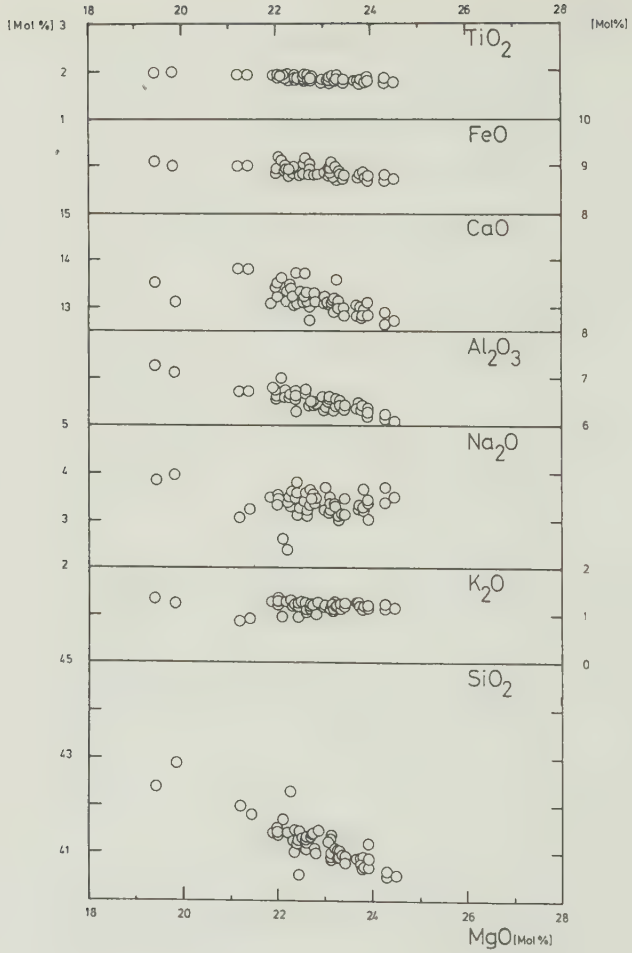


Abb. 29 : Mgo-Variationsdiagramm der chemischen Zusammensetzung der Olivin-Nephelinite des Älteren Mosenberges.
Chemische Hauptbestandteile (Mol %)

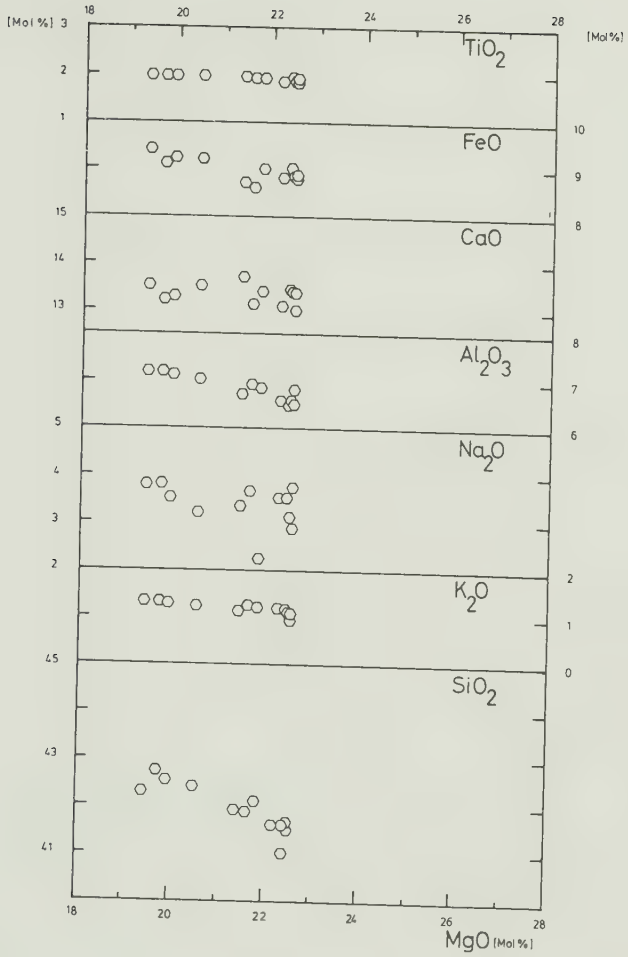


Abb. 30 : MgO-Variationsdiagramm der chemischen Zusammensetzung der Olivin-Nephelinite der Wiesental-Vulkane.
Chemische Hauptbestandteile (Mol %).

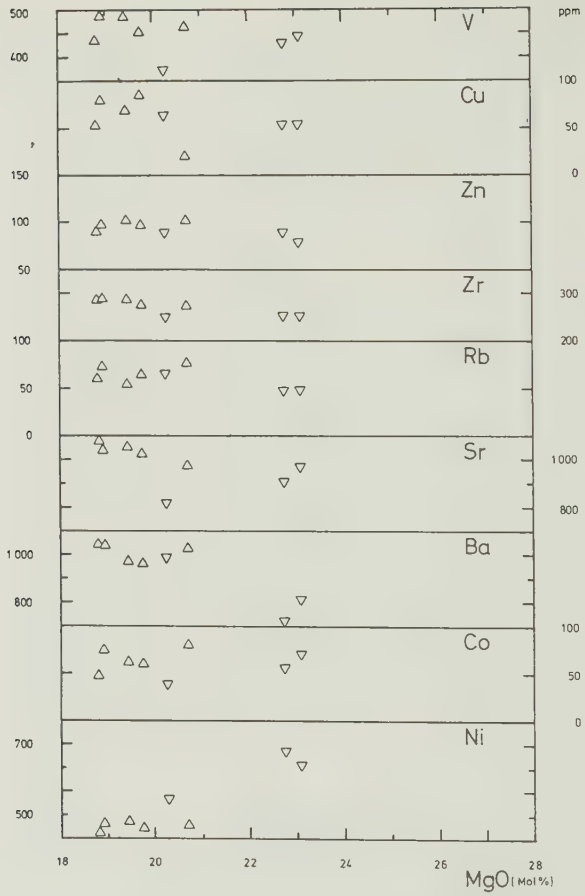


Abb. 31 : MgO-Variationsdiagramm der chemischen Zusammensetzung der Olivin-Nephelinite der Meerfelder Maares und des Hinkelsmaares. Spurenelemente (Gew. ppm)

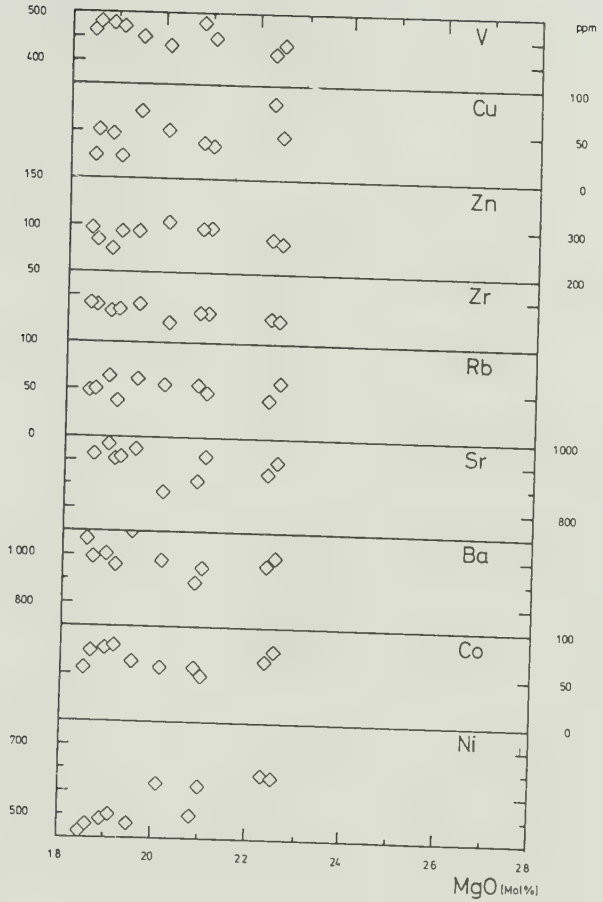


Abb. 32 : MgO-Variationsdiagramm der chemischen Zusammensetzung der Olivin-Nephelinite des Windborns.
Spurenelemente (Gew. ppm)

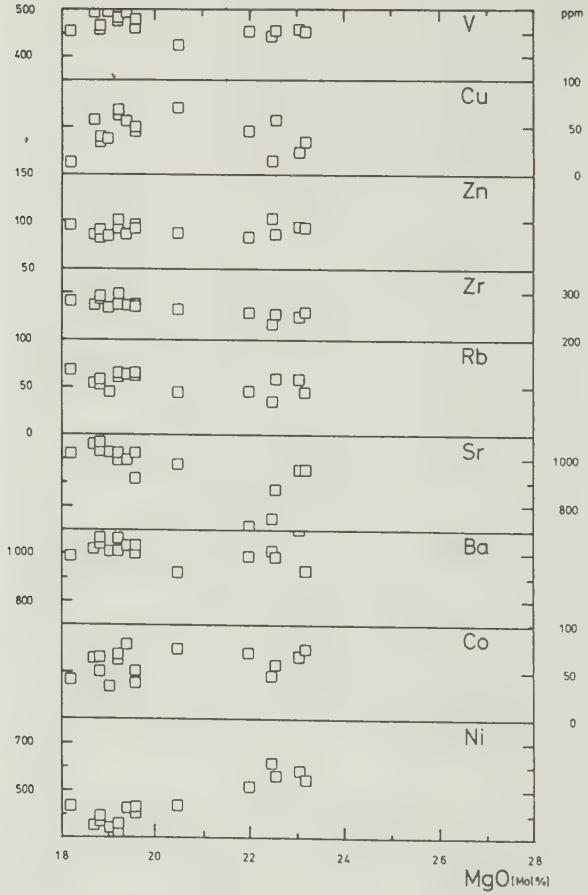


Abb. 33 : MgO-Variationsdiagramm der chemischen Zusammensetzung der Olivin-Nephelinite des Jüngeren Mosenberges.
Spurenelemente (Gew. ppm)

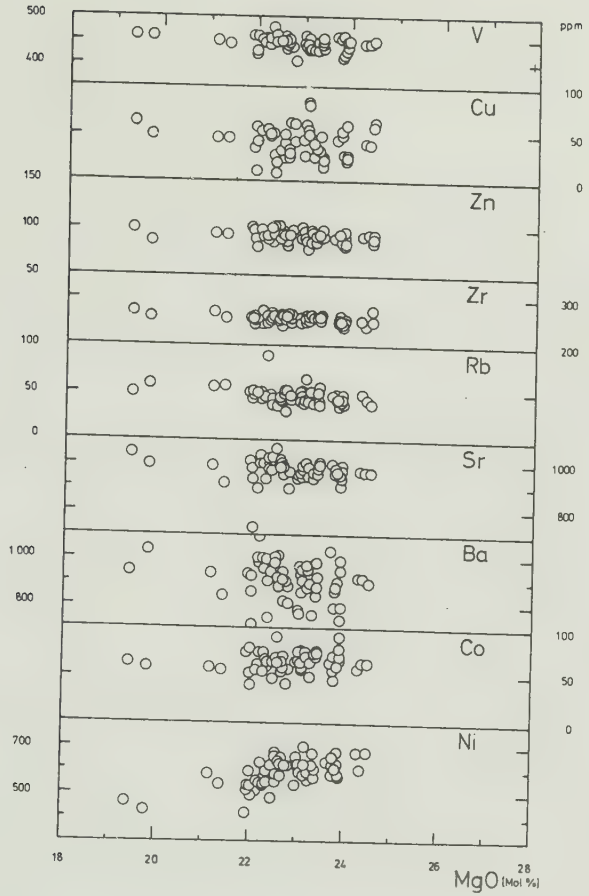


Abb. 34 : MgO-Variationsdiagramm der chemischen Zusammensetzung der Olivin-Nephelinite des Älteren Mosenberges.
Spurenelemente (Gew. ppm)

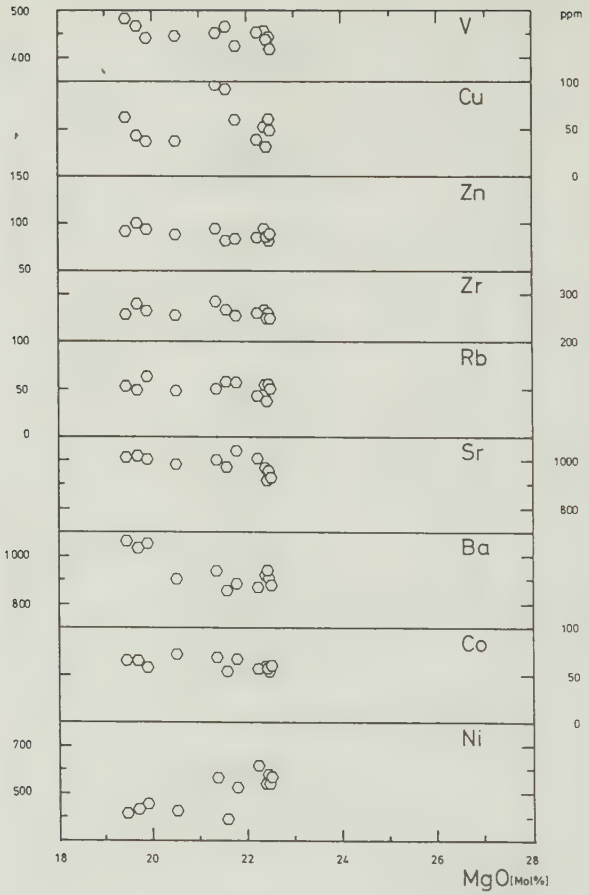


Abb. 35 : MgO-Variationsdiagramm der chemischen Zusammensetzung der Olivin-Nephelinite der Wiesental-Vulkane.
Spurenelemente (Gew. ppm)

3.7.3. Chemische Variabilität und Förderfolge der Pyroklastite

In den Schweißschlackenprofilen der Vulkane der Mosenberg-Vulkangruppe nimmt der Gehalt an MgO von unten nach oben zu. Die Schlacken werden also nach oben zunehmend basischer, wobei MgO ein Maß für die Basizität darstellt (Abb. 36).

Damit ist, entsprechend den im Kap. 3.7.2. beschriebenen Änderungen der chemischen Zusammensetzung der Förderprodukte in Abhängigkeit vom MgO-Gehalt, eine Zunahme des Ni und im großen und ganzen eine mehr oder weniger deutliche Abnahme der Mengenanteile der übrigen Haupt- und Spurenelemente gekoppelt. Ursächlich hängt die Variation des Chemismus der Schlacken mit einer systematischen Änderung der Menge an Olivin-Einsprenglingen in den Profilen von unten nach oben zusammen (cf.Kap.3.8.). Diese Differenzierung innerhalb der einzelnen Profile spiegelt eine chemisch-mineralogische Zonierung in dem Magmareservoir der Vulkane wider. Diese wurde durch die Förderungen invertiert.

Weiterhin ist aus der Abbildung 36 zu ersehen, daß die Eruptionen an den Wiesental-Vulkanen, dem Älteren Mosenberg, dem Jüngeren Mosenberg und dem Windsborn -entsprechend den jeweils für sich recht einheitlichen MgO-Gehalten der unteren bzw. oberen Profilbereiche- mit der Förderung jeweils etwa gleich zusammengesetzter

Laven begannen bzw. endeten.

Die am Hinkelsmaar zuerst gebildeten Pyroklastite unterscheiden sich kompositionell nicht von den ältesten Förderprodukten der anderen Vulkane. Entsprechend der geringen Förderleistung des Hinkelsmaares ist hier jedoch die Differentiationsspanne der Pyroklastite deutlich geringer.

Diese Unterschiede hinsichtlich der chemischen Variation legen die Annahme nahe, daß das Magmareservoir (cf. Kapitel 3.7.5.) unter den 4 Hauptförderzentren einerseits mehr oder weniger gleich tief und anderseits tiefer entleert wurden als das Hinkelsmaar.

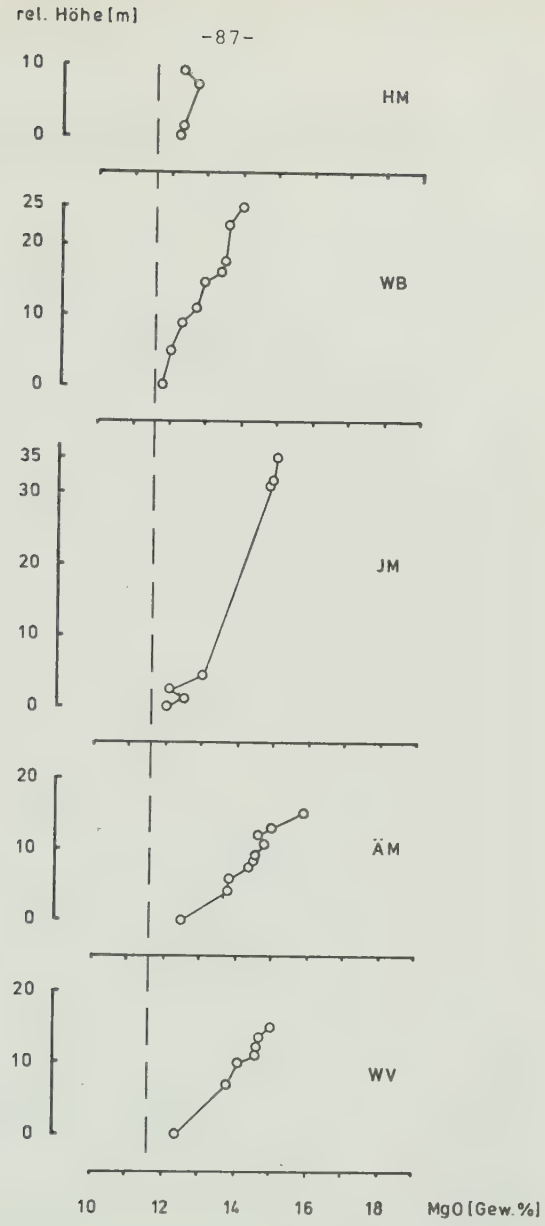


Abb. 36: Variation des MgO-Gehaltes in den Schweißschlackenprofilen der Mosenberg-Vulkangruppe

3.7.4. Relatives Alter der Lavaströme und der episodischen Lavaeffusionen

Wie bisher gezeigt wurde, nimmt an den einzelnen Eruptionsstellen von unten nach oben die Menge des MgO und damit die Basizität der geförderten Schlacken zu.
So ist der MgO-Gehalt der Förderprodukte ein Mittel, die Altersstellung der Lavaströme und der episodischen Lavaeffusionen in der Abfolge der ejektiven Förderungen an den Wiesental-Vulkanen, dem Älteren Mosenberg und dem Jüngeren Mosenberg zu rekonstruieren (Abb. 37).
Beim Älteren Mosenberg ergibt sich auf diesem Wege, daß es sich bei dem Ausfluß des Lavastromes in den Horngraben um ein spätes Ereignis handeln muß. Dies stimmt gut mit den geologischen Gegebenheiten überein.
Gut im Einklang mit den Lagerungsverhältnissen stehen auch die Alter, die man mittels der MgO-Werte für den hoch in die Schweißschlacken des Jüngeren Mosenbergs eingedrungenen Radialgang und die Lavabank, die in die oberflächennah gelegenen Pyroklastite der Wiesental-Vulkane eingelagert ist, erhält. Auch hierbei handelt es sich nach den geochemischen Daten sowie den geologischen Gegebenheiten um relativ späte - episodische - Lavaeffusionen.
Konsequenterweise ergibt sich nach dieser Methode, daß der Lavastrom der Wiesental-Vulkane im Horngraben und der Lavastrom des Jüngeren Mosenberges im Johannistal

auf relativ frühe effusive Tätigkeitsphasen an diesen Schlackenkegeln zurückzuführen sind.

Offensichtlich ging dem Ausfluß des Lavastroms am Jüngeren Mosenberg in das Johannistal ein episodisches Ereignis voraus, wobei die Lavabank am Ostfuß des Jüngeren Mosenberges gebildet wurde. Da die unmittelbar über- und unterlagernden Schlacken im groben Mittel +/- die gleichen MgO-Gehalte wie die Lavabank aufweisen, geben die geochemischen Daten keine direkte Auskunft darüber, ob es sich hierbei um ein Eindringen oder ein Ausfließen von Lava gehandelt hat. Für den Fall, daß die Lavabank eingedrungen ist, kann die überlagernde Pyroklastit-Schicht nicht sehr mächtig gewesen sein, da ca. 3m oberhalb der Lavabank deutlich basischere und damit ältere Laven abgelagert wurden.

Eruptionsmechanisch ist es kaum vorstellbar, daß eine 3-4m mächtige Lavamasse so oberflächennah in eine Pyroklastit-Schicht eingedrungen sein soll. Es ist wahrscheinlicher, daß die Lava dieser Bank über die bereits vorhandenen Schlacken ausgeflossen ist.

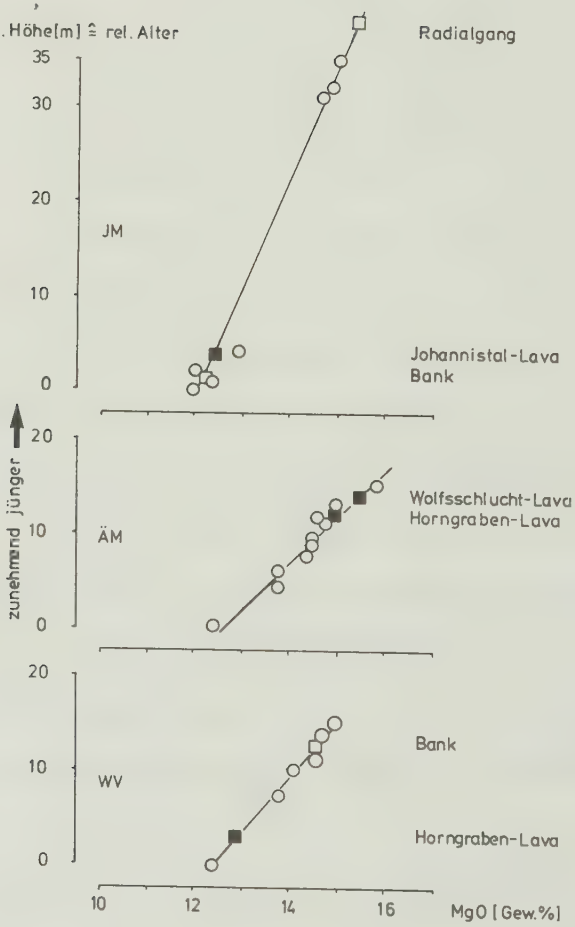


Abb. 37: Zur Rekonstruktion der Altersstellung der Lavaströme ■ und der episodischen Lavaeffusionen □ in der Abfolge der Pyroklastite ○ an den Wiesental-Vulkanen (WV), dem Älteren Mosenberg (ÄM) und den Jüngeren Mosenberg (JM). Erläuterungen im Text.

3.7.5. Magmareservoir und Dauer der Vulkantätigkeit

Wie in den vorstehenden Kapiteln ausgeführt, begann die vulkanische Tätigkeit an allen Eruptionsstellen der Mosenberg-Vulkan-Gruppe mit der Förderung sehr ähnlich zusammengesetzter, relativ SiO_2-reicher und MgO-armer Laven, setzte sich dann überall mit der Eruption basischerer Laven fort und endete -abgesehen vom Hinkelsmaar wo die chemische Variationsspanne der Förderprodukte in relativ engen Grenzen liegt- an jedem der Vulkane wiederum mit der Förderung weitgehend gleichartiger Laven.

Die innerhalb ähnlicher Grenzwerte liegende Variation der chemischen Zusammensetzung der Förderprodukte hängt ursächlich, wie dies insbesondere aus den Pyroklastit-Profilen am Windsborn, am Älteren und am Jüngeren Mosenberg hervorgeht (cf. Kap. 3.8.), nicht nur mit der Saigerung entsprechender Mengen von Olivin, sondern auch mit der Saigerung von Olivin-Kristallen oberhalb einer stets nahezu gleich großen Kornklasse zusammen.

Diese sehr innigen Beziehungen zwischen der chemischen Variation der Förderprodukte einerseits und der Menge und Größe der Olivine andererseits führt zwangsläufig zu folgenden Schlußfolgerungen:

- Die Vulkane der Mosenberg-Gruppe wurden aus einem einzigen Magmareservoir gespeist. Dieses war durch fraktionierte Kristallisation und gravitative Saigerung von Olivin chemisch-mineralogisch zoniert.

- Aus diesem Reservoir erfolgten die Förderungen von oben nach unten, d.h. von schwächer zu stärker basischen Schmelzen.
- Die letzten Förderungen entstammen -abgesehen von Hinkelsmaar- ein und der selben Zone des Magmareservoirs mit sehr ähnlichem Differentiationsgrad, d.h. aus einer Zone etwa gleicher Tiefenlage.

Eine weitere wichtige Konsequenz, die sich aus den oben skizzierten Befunden ergibt, bezieht sich auf die Dauer des Vulkanismus. Nach den in Kapitel 3.3. genannten Zusammenhängen setzte der Vulkanismus -beginnend an den Wiesental-Vulkanen im SE und endend am Meerfelder Maar im NW- an den einzelnen Eruptionsstellen zwar mit gewissen Zeitverschiebungen ein, die allerdings nicht groß, im Sinne von einigen Tausend Jahren, gewesen sein dürften. Wäre dies der Fall gewesen, so hätte es -bei anzunehmender gleicher Zusammensetzung und gleicher präeruptiver Abkühlungsgeschichte der Ausgangsschmelzen- an den einzelnen Eruptionszentren zur Förderung von Schmelzen mit ungleicher Spanne des Differentiationsgrades und Kristallisationsstandes kommen müssen.

Die hier vorliegenden petrographischen und geochemischen Untersuchungen stützen vielmehr die Ansicht von BÜCHEL & LORENZ (1980), wonach die vulkanische Aktivität an den einzelnen Eruptionsstellen relativ rasch nacheinander einsetzte und die Zeitspanne für den Vulkanismus in der gesamten Mosenberg-Meerfelder Maar-Vulkangruppe kurz war.

3.8. PRÄERUPTIVE GRAVITATIVE DIFFERENTIATION

Aus den in Kapitel 3.7. beschriebenen und diskutierten "Geochemischen Entwicklungstendenzen" und insbesondere aus der dort behandelten "Chemischen Variabiltät und Förderfolge der Pyroklastite" geht hervor, daß die Eruptionen an den Vulkanen der Mosenberg-Gruppe aus einem von oben nach unten zunehmend basischeren Magmenreservoir erfolgten. Es stellt sich nun die Frage nach der Ursache dieser Differenzierung.

In dem Pyroklastit-Profil des Windsborn steigt der MgO-Gehalt von 11,8 Gew.% in der der Basis nächstgelegenen Probe (18) sukzessive um maximal 3,1 auf 14,9 Gew.% in der obersten Probe (29) an. Hiermit geht eine geregelte Zunahme des Ni und eine ebensolche Abnahme der übrigen chemischen Hauptbestandteile und Standard-Spurenelemente einher, wie dies generell im Kapitel 3.7.2. anhand der MgO-Variationsdiagramme gezeigt wurde.

Gemäß dem heutigen Kenntnisstand über das Problem der Magmendifferentiation einerseits und aufgrund der hier vorliegenden petrographischen Befunde andererseits ist in erster Näherung die Annahme naheliegend, daß die oben genannten Änderungen der chemischen Zusammensetzung der Förderprodukte an dem Schweißschlackenprofil des Windsborn durch gravitative Saigerung früh gebildeter Kristalle sowohl von Olivin als auch Klinopyroxen, die beide als Einsprenglinge in den Schlacken auftreten, verursacht wurden.

Da der Gehalt der Klinopyroxen-Einsprenglinge im gesamten Profil durchweg niedrig ist (< 1-2 Vol.%), ist eine merkliche Beeinflussung der chemischen Zusammensetzung der Proben durch Saigerung von Klinopyroxen-Einsprenglingen aber auszuschließen.

Anders verhält es sich jedoch mit Olivin (Tab. 3; Abb. 38 und 39).

Ein erster Hinweis dafür, daß die Variation der chemischen Zusammensetzung der Förderprodukte ursächlich auf engste mit einer präeruptiven Umverteilung der Olivin-Einsprenglinge im Magma des Windsborns unter dem Einfluß des Schwerefeldes zusammenhängt, ergibt sich aus dem Vergleich der Mengenvariation des Gesamt-Olivins und der Olivin-Einsprenglinge (Kurven (4) und (3) der Abb. 38). Die Zunahme der Gesamt-Olivinmenge im Profil von unten nach oben ist gekoppelt mit der Zunahme der Olivin-Einsprenglinge, was durch die Parallelität der Kurven (4) und (3) dokumentiert ist. Aus der Differenz dieser Kurven ergibt sich, daß die Menge der Grundmasse-Olivine im gesamten Profil nur wenig variiert.

Die Menge der Einsprenglinge ist jedoch in jeder Probe größer als die Menge an Olivin, die sich aus der Berechnung der $\triangle$MgO-äquivalenten Olivin-Menge ergibt. Als $\triangle$MgO wird die Differenz zwischen dem MgO-Gehalt der im Profil zunehmend höher liegenden Proben 20, 24, 23, 4, 28 und 29 und dem MgO-Gehalt der basisnächsten Probe 18 bezeichnet.

Die zwangsläufige Folge davon ist, daß nur ein Teil der Olivin-Einsprenglinge zur Änderung des Chemismus in den Förderprodukten beigetragen hat.
Nach den Stokes'chen Gesetz ist anzunehmen, daß größere Olivine eher als kleine an der Saigerung im Magma teilgenommen haben.
Summiert man, mit der größten Kornklasse beginnend, die Volumenanteile der verschiedenen Korngrößenklassen (Abb.39) solange auf, bis eine dem $\triangle$MgO-äquivalente Olivinmenge erreicht wird, so ergibt sich, daß diese Menge in jeder Probe des Proflis bei einer Korngröße, die zwischen 900 und 1000 µm liegt, erreicht wird (Pfeile in der Abb. 39).
Die Befunde, daß vor allem die Olivin-Kristalle > 900 - 1000 µm im Magma merklich saigerten und somit maßgeblich zu der chemischen Variation im Profil des Windsborns beigetragen haben, wird durch die Korngrößenverteilung der Olivine gestützt (Abb. 39). Im Profil nimmt die maximale Korngröße der Olivine sukzessive von unten nach oben zu, woraus folgt, daß im Magmareservoir des Windsborns von oben nach unten zunehmend größere Olivin-Kristalle aus den oberen Partien vermehrt weggeführt und in den tieferen Partien vermehrt angereichert wurden.

Die Abfolge der pyroklastischen Gesteine des Älteren Mosenbergs und des Jüngeren Mosenbergs zeichnen sich durch ähnliche mineralogische und geochemische Entwick-

lungstrends aus. Auch an diesen beiden Eruptionsstellen ist mit der Zunahme des MgO-Gehaltes von der Basis zum Top hin eine Zunahme der Menge und der Größe der Olivin-Einsprenglinge gekoppelt, wobei im Falle des Jüngeren Mosenbergs Olivine > 1000 µm, im Falle der Älteren Mosenbergs Olivine > 1100 µm beteiligt waren (Tab. 4; Abb. 40 - 43).

In Analogie zu diesen Befunden, wonach die geochemische Variation der ejektiven Förderprodukte des Windsborns, des Jüngeren Mosenbergs und Älteren Mosenbergs durch fraktionierte Kristallisation und gravitatives Absinken früh gebildeter Olivine verursacht worden ist, läßt sich die Änderung der chemischen Zusammensetzung der Proben im Profil der Wiesental-Vulkane entsprechend interpretieren.

Tab. 3: Mengen-Variation von MgO und Olivin im Profil des Windsborn

	MgO (Gew.%)	△MgO (Gew.%)	Olivin-Einsprenglinge (gem. Vol.%)	△MgO-äquivalente Olivinmenge (ber. Vol.%)	Gesamt-Olivin (ber. Vol.%)
18	11,8	-	5,8	-	11,3
20	12,0	0,2	8,4	0,3	11,5
24	12,2	0,4	8,8	0,7	12,2
23	12,7	0,9	9,9	1,7	13,3
4	13,5	1,7	10,5	3,4	14,8
28	14,6	2,8	13,0	5,5	17,0
29	14,9	3,1	13,5	6,0	17,5

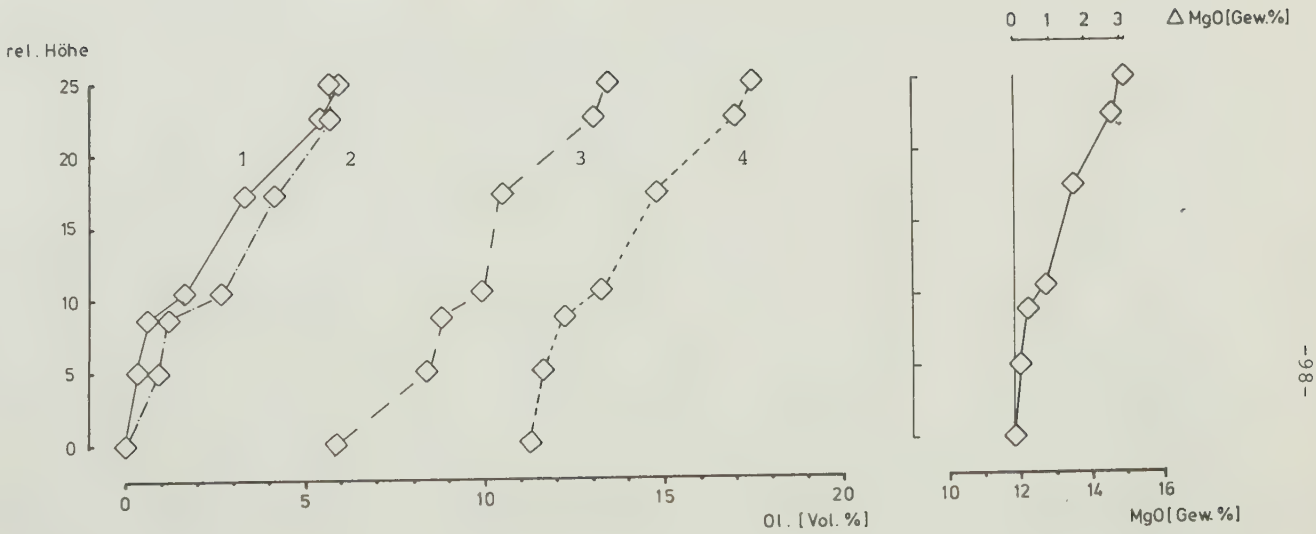


Abb. 38: Mengen-Variation von Olivin und MgO im Profil des Windsborn

(1)△MgO äqivalente Olivin-Menge (ber.)

(2) Menge der Olivin-Einsprenglinge > 900-1000 µm (gem.)

(3) Menge der Olivin-Einsprenglinge (gem.)

(4) Gesamt-Olivinmenge (ber.)

Abb. 39: Verteilung des Gesamtvolumens der Olivin-Einsprenglinge nach der Korngröße im Profil des Windsborn.
Das Volumen rechts vom Pfeil liegender Kornklassen ist gleich der Menge des dem $\triangle$MgO äquivalenten Olivins.

Tab.4 : Mengen-Variation von MgO und Olivin in den Profilen des Jüngeren Mosenberges (oben) und des Älteren Mosenberges (unten)

	MgO (Gew.%)	△MgO (Gew.%)	Olivin-Einsprenglinge (gem. Vol.%)	△MgO-äquivalente Olivin-Menge (ber. Vol.%)	Gesamt-Olivin (ber. Vol.%)
14	11,9	-	5,6	-	11,4
34	14,7	2,8	12,1	5,6	17,4
8	15,0	3,1	12,7	6,2	18,7
2	12,5	-	6,9	-	12,5
35	14,6	2,1	12,3	4,7	17,0

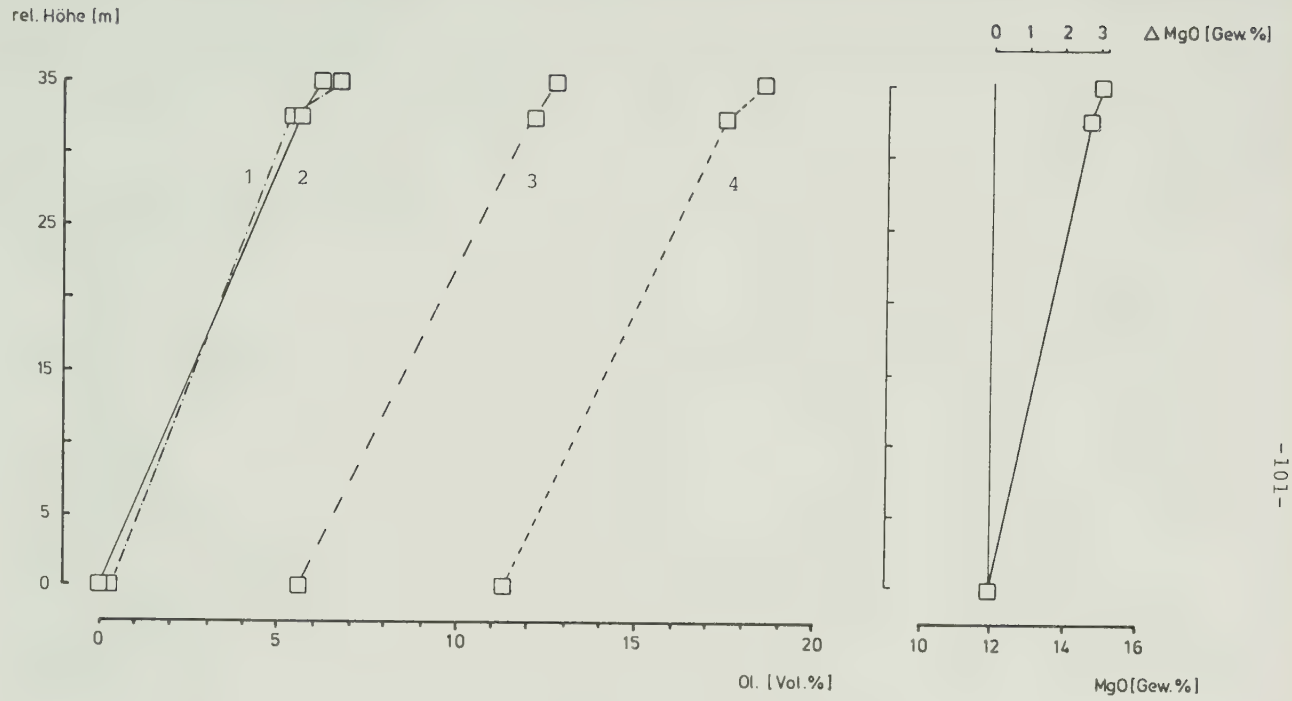


Abb. 40: Mengen-Variation von Olivin und MgO im Profil des Jüngeren Mosenberges

(1) △MgO äquivalente Olivin-Menge (ber.)
(2) Menge der Olivin-Einsprenglinge > 1000 µm (gem.)
(3) Menge der Olivin-Einsprenglinge (gem.)
(4) Gesamt-Olivinmenge (ber.)

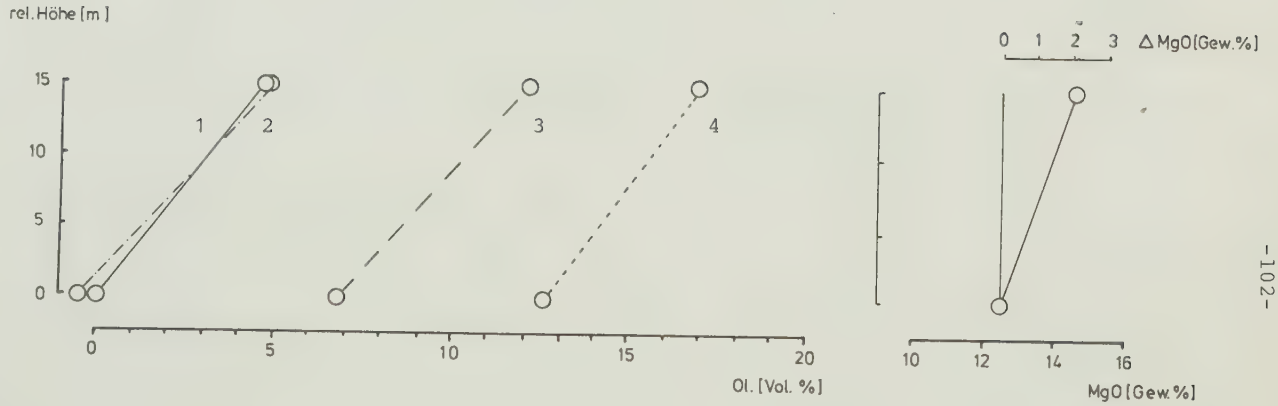


Abb. 41: Mengen-Variation von Olivin und MgO im Profil des Älteren Mosenberges.

(1) △ MgO äquivalente Menge (ber.)

(2) Menge der Olivin-Einsprenglinge > 1000-1100 µm (gem.)

(3) Menge der Olivin-Einsprenglinge (gem.)

(4) Gesamt-Olivinmenge (ber.)

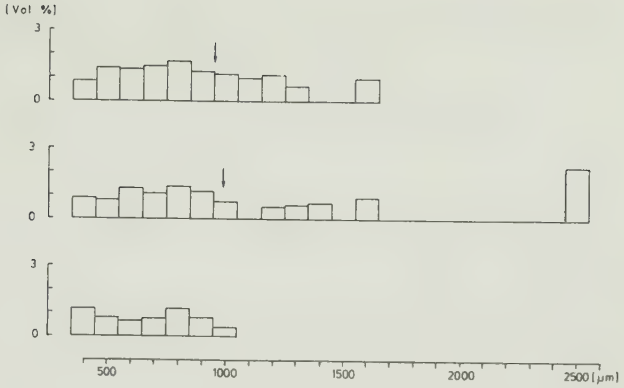


Abb. 42: Verteilung des Gesamtvolumens der Olivin-Einsprenglinge nach der Korngröße im Profil des Jüngeren Mosenberges.
Pfeil cf. Abb. 39

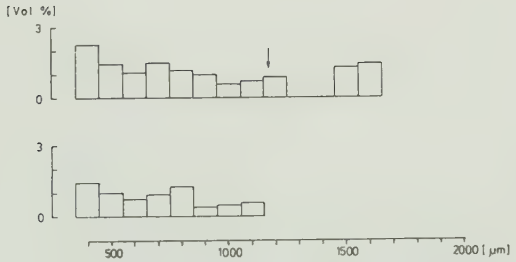


Abb. 43: Verteilung des Gesamtvolumens der Olivin-Einsprenglinge nach der Korngröße im Profil des Älteren Mosenberges.
Pfeil cf. Abb. 39

3.9. POSTERUPTIVE GRAVITATIVE DIFFERENTIATION

Im Lavastrom des unteren Horngrabens, der sogenannten Wolfsschlucht, wurden u.a. 4 Vertikalprofile mit einem mittleren Abstand von jeweils ca. 25 m oben, in der Mitte und nahe der Basis beprobt. Die Untersuchungen ergaben, daß diese Profile sowohl hinsichtlich des Chemismus der Proben als auch der Menge und Korngröße der Olivin-Einsprenglinge eine sehr ähnliche Zonierung aufweisen. Die Gehalte an MgO und die der Olivin-Einsprenglinge nehmen von oben zur Mitte hin ab und in den Basis-nahen Proben wieder zu, wobei hier (in jedem der Profile) für MgO und die Olivin-Menge Werte angetroffen werden, die größer sind als die in den jeweils zugehörigen Stromoberflächen-nahen Proben. Die Mengenvariation der Olivin-Einsprenglinge und des MgO ist aber nicht nur grundsätzlich gleich, sondern auch numerisch sehr ähnlich (Tab. 5; Abb. 44). Weitgehende Übereinstimmung zwischen den 4 Profilen existieren auch hinsichtlich des Korngrößenspektrums und der volumetrischen Korngrößenverteilung der Olivin-Einsprenglinge (Abb. 45-48). Im allgemeinen weisen die Olivin-Einsprenglinge in den oberen und unteren Proben ähnliche maximale Korngrößen auf (1900 - 2200 µm (-2400 µm). Eine Ausnahme bildet Profil II, in dem die maximale Korngröße der Olivine oben nur 1800 µm, unten jedoch 2900 µm beträgt. Im Gegensatz zu den oberen und unteren Bereichen fehlen

in der Mitte allen 4 Profile Olivin-Einsprenglinge > 1400 - 1600 µm. Kristalle ab dieser Korngröße treten wiederum in den unteren Partien des Stromes verglichen mit den oberen Partien mengenmäßig deutlich verstärkt auf.

Der Lavastrom in der Wolfsschlucht ist nach alledem -zumindest in einem einen größeren Bereich- horizontal chemisch-mineralogisch homogen, vertikal aber inhomogen. Diese Inhomogenitäten lassen sich am besten dadurch erklären, daß in einer anfänglich nach Menge und Größe der Olivin-Einsprenglinge homogenen Lava Saigerungsprozesse abgelaufen sind.

Im Mittel liegt in den Proben aus dem oberen Bereich des Lavastromes in der Wolfsschlucht der MgO-Gehalt mit 15,5 Gew. % und der Olivin-Einsprenglingsgehalt > 1100 µm mit 5,5 Vol. % etwas über den entsprechenden Gehalten der am Älteren Mosenberg zuletzt geförderten Schlacken (MgO = 14,6 Gew.%; Olivin-Einsprenglinge > 1100 µm = 4,6 Vol.%) und paßt sich somit gut an den präeruptiven Entwicklungstrend des Magmareservoirs dieser Eruptionsstelle an.

Unter der Vorausetzung, daß der gesamte Lavastrom nach der Platznahme homogen im Sinne der Zusammensetzung und Ausbildung der oberen Proben war, lassen sich die in den Vertikalprofilen chemisch-mineralogische Inhomogenitäten, d.i. die weitgehend geregelte Alternierung der chemischen Zusammensetzung, allem Anschein nach durch

die Wegfuhr von Olivinen mit Überkorn (> 1400 - 1600 µm) aus den mittleren Bereichen und Anreicherungen solch großer Kristalle in den unteren Bereichen erklären.

In den unteren Proben entspricht das Mehrvolumen an Olivin-Einsprenglingen > 1400 - 1600 µm, bis auf eine Ausnahme (Profil II) recht genau der Olivinmenge, die sich aus der Differenz des MgO-Gehaltes ($\triangle$MgO) der oberen und mittleren Probe errechnen läßt.

In den mittleren Bereichen ist die Menge der Olivin-Einsprenglinge, die sich aus den $\triangle$ MgO-Werten der oberen und mittleren Partien des Lavastromes ergibt, kleiner als die Menge der dort weggeführten Olivine > 1400 - 1600 µm. Diese Diskrepanz läßt sich am besten dadurch erklären, daß Olivine < 1400 - 1600 µm von weiter oben in die mittleren Bereiche einwanderten und so die Abreicherung von MgO durch Wegführung von Kristallen > 1400 - 1600 µm aus den mittleren Bereichen nach unten teilweise kompensiert wurde.

Tab. 5: Mengen-Variation von MgO und Olivin in 4 Vertikalprofilen des Lavastromes in der Wolfsschlucht.

	MgO (Gew.%)	△ MgO äquivalente Olivinmenge (Vol. %)	OLIVIN-EINSPRENGLINGE (VOL. %) > 500 µm	> 1100 bis 1400-1600 µm	> 1400-1600 µm
Profil I				bis 1400 µm	> 1400 µm
70	15,1	-	8,9	1,8	2,1
68	14,8	0,6	7,9	2,4	-
67	16,6	2,95	12,2	1,9	5,2
Profil II				bis 1500 µm	> 1500 µm
73	15,5	-	13,2	4,2	2,5
72	15,2	0,6	10,3	1,6	-
71	16,1	1,16	14,8	2,7	5,8
Profil III				bis 1600 µm	> 1600 µm
76	15,6	-	10,6	2,4	3,7
75	15,1	0,96	8,8	3,5	-
74	16,0	0,79	12,2	3,0	4,9
Profil IV				bis 1500 µm	> 1500 µm
82	15,6	-	10,7	2,0	3,0
81	15,0	1,16	8,5	2,8	-
80	16,6	1,96	12,2	2,7	4,8

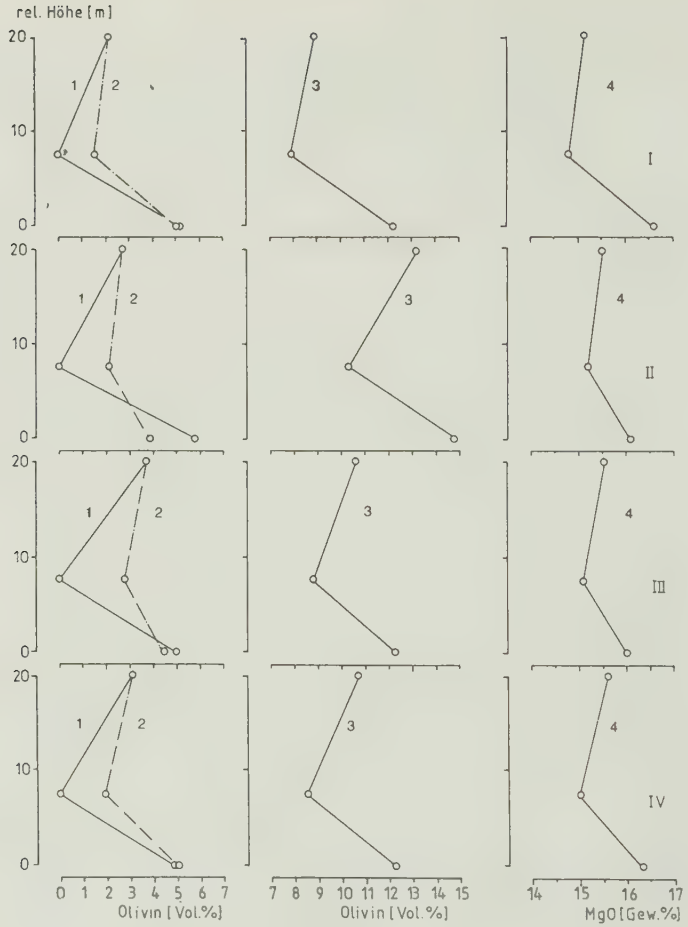


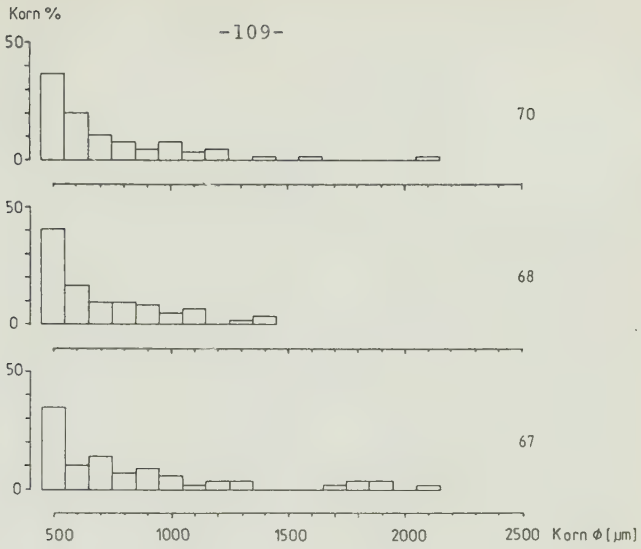
Abb. 44 : Mengen-Variation von MgO und Olivin in 4 Vertikalprofilen des Lavastromes in der Wolfsschlucht

(1) Olivin-Einsprenglinge > 1400 - 1600 µm (Vol.%)

(2) △ MgO äquivalente Olivinmenge (Vol. %)

(3) Olivin-Einsprenglinge > 500 µm

(4) MgO (Gew.%)



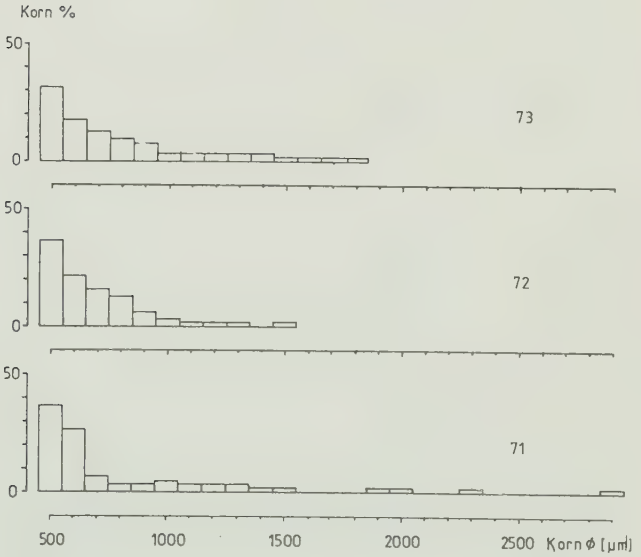
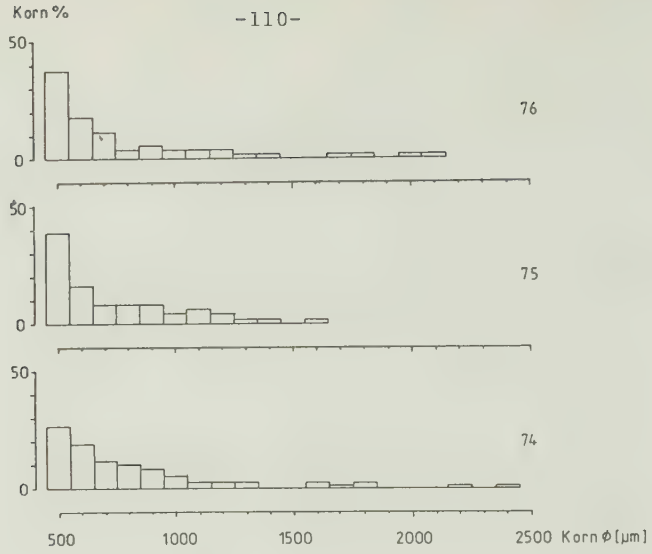


Abb. 45+46 Korngrößenverteilungs-Histogramm von Olivinen in Profil I (oben) und Profil II (unten) des Lavastromes in der Wolfsschlucht (nach WADELL, 1935).



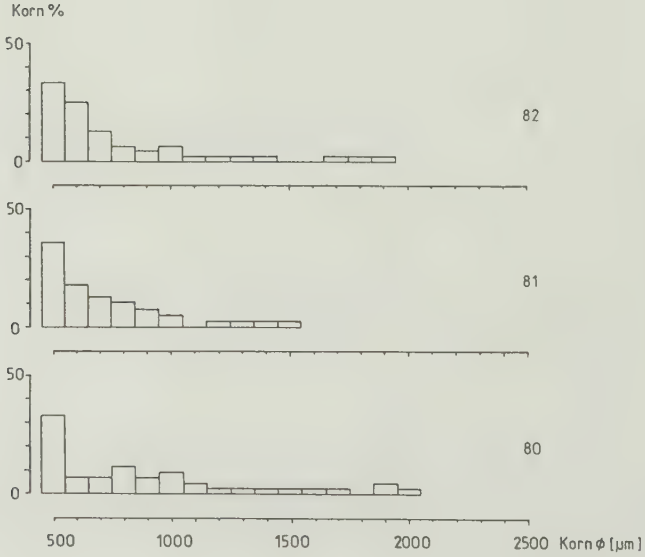


Abb. 47+48: Korngrößenverteilungs-Histogramm von Olivinen in Profil III (oben) und Profil IV (unten) des Lavastromes in der Wolfsschlucht (nach WADELL, 1935).

4. ZUSAMMENFASSUNG

Die in der Westeifel zwischen Manderscheid im W und Bettenfeld im E gelegene würmzeitliche Vulkangruppe "Mosenberg-Meerfelder Maar" besteht von SE nach NW aus:
den kleinen pyroklastischen Kegeln der Wiesental-Vulkane (WV), woher der (zum größten Teil) bedeckte untere Lavastrom im Horngraben stammen dürfte (diese Arbeit),
dem Schlackenkegel des Älteren Mosenberges (ÄM) mit dem oberen Lavastrom im Horngraben,
dem Schlackenkegel des Jüngeren Mosenberges (JM) mit den Lavaströmen im Johannis-Tal (Reste) und Ellbach-Tal (bedeckt),
dem Schlackenkegel des Windsborn (WB),
dem flachen pyroklastischen Ringwall des Hinkelsmaares (HM)
und dem Meerfelder Maar (MM).
Lavabänke in den Wiesental-Vulkanen sowie eine Lavabank und ein Radialgang im Jüngeren Mosenberg entstanden bei episodischen Lavaeffusionen (diese Arbeit).

Der Vulkanismus setzte an den Wiesental-Vulkanen ein und verlagerte sich mit der Zeit über den Älteren Mosenberg, den Jüngeren Mosenberg, den Windsborn und das Hinkelsmaar zum Meerfelder Maar, mit dessen Bildung die vulkanische Tätigkeit im Untersuchungsgebiet erlosch. Hinsichtlich des absoluten Alters und der Dauer des Vulkanismus liegen in der Literatur unterschiedliche Daten

und Auffassungen vor.

Die vorliegende Arbeit gründet sich im wesentlichen auf die chemische Analyse (Haupt-und Standard-Spurenelemente) und die Ermittelung des qualitativen Mineralbestandes von 58 Laven und 33 Pyroklastit-Proben sowie auf die quantitative Bestimmung des Einsprenglingsbestandes und die Korngrößenanalyse von Einsprenglings- und Grundmassen-Olivinen in Proben aus ausgewählten Horizontal- und Vertikal-Profilen.

Ergebnisse:

Die stark alkalischen und stark SiO_2-untersättigten Förderprodukte der Mosenberg-Meerfelder Maar-Vulkangruppe enthalten vor allem Olivin, daneben Klinopyroxen und Magnetit, in einer holo- bis hyalokristallinen Grundmasse aus Olivin, Klinopyroxen, Nephelin, Leucit, Magnetit, Apatit und Glas.
Nach der Lage ihrer darstellenden Punkte im Basalt-Tetraeder und dem Kalkulierten Modus handelt es sich um Olivin-Nephelinite.

Die chemische Zusammensetzung der Förderprodukte variiert an den vier südlichen Vorkommen (WV, ÄM, JM, WB) in etwa gleichen und -im Gegensatz zu denen des Hinkelsmaares und des Meerfelder Maares- in deutlich weiteren Grenzen. Die Änderungen betreffen insbesondere die Menge des Magnesiums. Mit steigendem Mg nimmt Ni zu, alle

anderen Elemente jedoch ab. Da die Abnahme der Haupt- und Spurenelemente proportional ihrer Menge ist, handelt es sich bei ihr um eine relative Abreicherung als Folge der Zunahme von Mg (und Ni). Dies ist ein erster Hinweis darauf, daß die Variation der chemischen Zusammensetzung der Förderprodukte maßgeblich auf entsprechend variierende Olivin-Gehalte zurückzuführen ist.

In den Pyroklastit-Abfolgen der größeren Vulkane nimmt - wie insbesondere die détaillierten Untersuchungen am Windsborn gezeigt haben- der Mg-Gehalt und damit die Basizität der Auswurfsmassen von unten nach oben, d.h. von den frühen zu den späteren Förderprodukten überall sukzessive in gleichem Maße zu. Hiermit ist eine äquivalente und systematische Zunahme der Menge bzw. der Größe der Olivin-Einsprenglinge gekoppelt. Diese chemisch-mineralogische Zonierung zeigt an, daß die Förderungen an den Vulkanen der gesamten Gruppe aus ein und demselben Magmareservoir erfolgten. Hierin kam es durch Saigerung von Olivin-Einsprenglingen und zwar -wie die Korngrößenanalysen ergaben- solchen mit einem mittleren Durchmesser von mehr als 900 - 1100 µm zu einer merklichen (präeruptiven) Differenzierung. Bei den Eruptionen, die zur Bildung der pyroklastischen Abfolgen führten, wurden an allen Vulkanen zunächst relativ Si-reiche und Mg-arme und danach zunehmend basischere Schmelzen gefördert. Die Teilentleerung des Magmareservoirs von oben nach unten führte an der Oberfläche zu

einer Inversion der chemisch-mineralogisch Zonierung in der Magmasäule.

Die signifikanten Korrelationen zwischen der chemischen Zusammensetzung und der Olivin-Menge und -Größe der Proben wurde dazu genutzt, die Altersstellung der episodischen Lavaeffusionen, bei denen die Lavabänke im WV und JM bzw. der Radialgang am JM entstanden, und der länger anhaltenden Lavaeffusionen, die zur Bildung der Lavaströme führten, innerhalb der gesamten Tätigkeitsperiode an den jeweiligen Vulkanen zu überprüfen bzw. zu rekonstruieren. Auf diesem Wege ergab sich, daß der obere Lavastrom im Horngraben, der dem ÄM entstammt, der Radialgang im JM und die Lavabank in den WV aufgrund des Mg-Gehaltes und damit des Basizitätsgrades sowie der Menge und Größe der Olivin-Einsprenglinge späte Förderungen gewesen sein müssen. Dies stimmt sehr gut mit den geologisch-vulkanologischen Gegebenheiten überein. Für den unteren Lavastrom im Horngraben, der aus den WV geflossen ist, und die Lavabank im JM ergibt sich anhand der chemisch-mineralogischen Kriterien ein relativ frühe Bildungszeit. Dies läßt sich durch die Aufschlußverhältnisse jedoch nicht genau belegen.

Aus der zumeist sehr ähnlichen absoluten Spanne und der stets in gleicher Weise geregelten Änderung des Differentiationsgrades der Förderprodukte wird u.a. gefolgert, daß der Vulkanismus in der Mosenberg-Meerfelder

Maar-Vulkangruppe nur kurze Zeit, d.h. auf keinen Fall Tausende von Jahren andauerte.

Der Lavastrom des ÄM ist in der Wolfsschlucht, dem östlichen Ende des Horngrabens, stellenweise über 20m mächtig. Die Untersuchung von 4 Vertikalprofilen ergab, daß der Strom oben, in der Mitte und unten hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung, der Menge und des Korngrößenspektrums der Olivin-Einsprenglinge jeweils weitgehend homogen ist. Vertikal ist der Strom jedoch sehr inhomogen. Die festgestellte chemisch-mineralogische Zonierung unterscheidet sich sehr deutlich von der der Pyroklastit-Profile. Die Mg-Gehalte und die der Olivin-Einsprenglinge nehmen von oben zur Mitte hin ab und nach unten wieder zu, wobei hier sowohl für Mg als auch für die Olivin-Einsprenglinge Werte erreicht werden, die größer sind als die der Stromoberflächen-nahen Proben. Die maximale Korngröße der Olivine ist oben und unten mit zumeist 1900 - 2200 µm überall nahezu gleich. In den mittleren Strombereichen fehlen Olivine > 1400 - 1600 µm. Gegenüber den oberen Proben finden sich wiederum in den unteren Proben mehr Olivine von 1400 - 1600 bis 1900-2200 µm. Vergleiche mit Schlacken des ÄM, die unmittelbar vor dem Ausfluß der Lava gefördert wurden, ergaben, daß die oberen Strom-Partien den Differentiationsgrad und Kristallisationsstand spiegeln, die etwa zur Zeit der Eruption und möglicherweise auch in dem gesamten Strom von oben bis unten in etwa geherrscht

haben. Unter dieser Voraussetzung lassen sich die Inhomogentitäten im Lavastrom im wesemtlichen durch die Wegfuhr von Olivin-Kristallen > 1400 - 1600 µm aus den mittleren Bereichen nach unten erklären. Dies steht gut im Einklang mit Verlust-/Gewinn-Rechnungen. Diese Rechnungen ergaben aber auch im Zusammenhang mit Korngrößen- und Kornvolumen-Analysen, daß Olivin-Kristalle zwischen 1100 und 1400-1600 µm von weiter oben in die mittleren Partien des Lavastromes eingewandert sein müssen.

5 LITERATURVERZEICHNIS

AHORNER, L., MURAWSKI, H. & SCHNEIDER, G.: (1972): Seismotektonische Traverse von der Nordsee bis zum Apennin. - Geol.Rdsch. 61: 915-942

AHRENS, W., (1930): Der geologische Bau des Mosenberg bei Manderscheid.- Verh. naturhist. Ver.preuß. Rheinl. Westf. 86: 111-128

ALLEGRE, C. & HART, S. (1978): Trace elements in igneous petrology Developments in Petrology 5. - Elsevier, Amsterdam, 1-272

AOKI, K. & KUSHIRO, J. (1968): Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. - Contrib. Mineral. Petrol. 18: 326-337

BUTLIDUDE, R.J. & GREEN, D.H. (1968): Experimental study at high pressures on the origin of olivine nephelinite and olivine melilite-nephelinite magmas. - Earth Planet. Sci. Lett. 3, 325-337

BREY, G. & GREEN, D.H. (1975): The role of CO_2 in the of genesis of olivine melilite. - Contrib. Mineral. Petrol. 49: 93-103

BREY, G. & GREEN, D.H. (1976): Solubility of CO_2 in the genesis of olivine melilitite at high pressure and the role of CO_2 in the earth' s upper mantle. - Contrib. Mineral. Petrol. 55:217-230

BÜCHEL, G. (1978): Geologische, geomagnetische und photogeologische Untersuchungen an den Kesseltälern im

quartären Vulkangebiet der Westeifel (W-Deutschland). Unveröffent. Dipl.-Arbeit, Univ. Mainz

BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 163: 1-22

CARMICHAEL, I.S., TURNER, I.T. & VERHOOGEN, I. (1974): Igneous Petrology. - Mc GraW Hill, New York, 1-739

CHUDOBA, K.F. & FRECHEN, J. (1943): Der Einfluß der Temperatur auf die Beziehungen zwischen Optik und Chemismus der Olivine. - N. Jb. Min. Mh. 1943.A. Heft 6, 91-106

CLOOS, H. (1930): Hebung, Spaltung, Vulkanismus. - Geol. Rdsch. 30: 405-527

COX, G.H., BELL, J.D.G. & PANKHURST, I.F.G. (1979): The Interpretation of Igneous Rocks. - George Allen & Unwin, London, 1-450

DECHEN, H.v., (1886): Gegnostischer Führer zu der Vulkan reihe der Vordereifel. - Cohen, Bonn, 1-323

DE JONG, W.K. (1969): "Alphas" what are they? in X-ray analysis

DUDA ,A. & SCHMINCKE, H.U. (1984): "Grünkern"-Klinopyroxene in Alkalibasalten der Westeifel. - Fortschr. Miner. 62 Beih.1

ERLENKEUSER, H., FRECHEN, J. STRAKA, H. & WILLKOMM, H. (1972): Das Alter einiger Eifelmaare nach neueren petrologischen, pollenanalytischen und Radiokarbon-Untersuchungen. - Decheniana 125: 113-129

FLANAGAN, A., (1974): Reference samples for the earth sciences. - Geochim. Cosmochim. Acta 38: 1731-1744

FRECHEN, J., (1948): Die Genese der Olivinausscheidungen vom Dreiser Weiher (Eifel) und Finkenberg (Siebengebirge). - N. Jb. Miner. Abh. 79A: 317-406

FRECHEN, J., (1959): Vulkane der Westeifel. In Hopmann-Frechen-Knetsch: Die vulkanische Eifel. - 2.Aufl. Stollfuß, Bonn, 53-112

FRECHEN, J., (1963): Kristallisation, Mineralbestand, Mineralchemismus und Förderfolge der Mafitite vom Dreiser Weiher in der Eifel.- N. Jb. Miner. Mh. 9: 205-225

FRECHEN, J., (1976): Das Maargebiet der Westeifel. - In Sammlung geologischer Führer 56, 1976, 3. Aufl. 160-202, Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart

FRECHEN, J. & STRAKA, H., (1950): Die pollenanalytische Datierung der letzten vulkanischen Tätigkeit im Gebiet einiger Eifel Maare. - Naturwiss. 37: 184-185

FRECHEN, J. & THIELE, W., (1979): Petrographie der vulkanischen Foidite der Westeifel. - N. Jb. Miner. Abh.136, 3: 227-237

GREBE, H., (1885) Neuere Beobachtungen über vulkanische Erscheinungen am Mosenberg bei Manderscheid, bei Birresborn und in der Gegend von Bad Bertrich. - Jahrb. preuß. Geol. LA.: 165-177

GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E., (1967): The genesis of basaltic magmas. - Contrib. Mineral. Petrol. 15: 103-190

HAARDT, W., (1914): Die vulkanischen Auswürflinge und Basalte am Kyller Kopf bei Rockeskyll in der Eifel. - Jb. preuß. Geol. LA. 35: 177-252

HUCKENHOLZ, G., (1964): Der petrogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel, Teil I: Die Klinopyroxene der Alkali-Olivin-Basalt-Trachyt-Assoziation. - Beitr. Min. Petr.11: 138-195

HUCKENHOLZ, G., (1966): Der pertogenetische Werdegang der Klinopyroxene in den tertiären Vulkaniten der Hocheifel II: Die Klinopyroxene der Basanitoide. - Contrib. Mineral. Petrol. 11: 415-448

HUNSCHE, U., (1973): Gemagnetische, geoelektrische und magnetotellurische Messungen im Rahmen einer Exkursion zum Mosenberg und Meerfelder Maar in der Westeifel. - Gamma 22: 1-20

KEGEL, W., (1948): Sedimentation und Tektonik in der rheinischen Geosynklinale. - Z. dt. geol. Ges. 100: 267-289

KESSON, S.E., (1973): The primary geochemmistry of the Monaro Alkaline Volcanics, Southeastern Australia. Evidence for Upper Mantle heterogenety. - Contrib. Mineral. Petrol. 42: 93-108

KOHNEN, H., KÜPPERS, F. & LOHMANN, B., (1973): Geopysikalische Untersuchungen am Lavastrom des Horngrabens in der Westeifel. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1976: 21-30

KUSHIRO, I., (1970): Stability of amphibole and

phlogopite in the Upper Mantle. - Carn. Inst. Wash. Yearb. 68: 245-247

LIPPOLT, H.J.,(1983): Distribution of Volcanic Activity in Space and Time. - In Plateau Uplift, ed. by K. Fuchs et al. Springer Berlin

LIPPOLT, H.I. & FUHRMANN, U., (1981) Isotopische Alters bestimmungen an tertiären und quartären Vulkaniten des Rheinischen Schildes. - DFG-Protokoll 5. Kolloquium Schwerpunkt Vertikalbewegungen, Neustadt 1980: 171-176

LORENZ, V. & BÜCHEL, G., (1978): Phreatomagmatische Vulkane in der südl. Westeifel, ihr Alter und ihre Beziehung zum Talnetz. - Nachr. Dt. Geol. Ges. 19: 30

LORENZ, V. & BÜCHEL, G., (1980): Die Kesseltäler der vulkanischen Westeifel. Nachweis ihrer Maargenese. - Mainzer geowissen. Mitt. 8: 173-191

LORENZ, V. & BÜCHEL, G., (1980): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel. - Mitt. Pollichia 68: 29-100

LORENZ, V. (1984): Zur Geologie des Meerfelder Maares. - Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 65: 5-12

MAC DONALD, G.A., (1972): Volcanoes. - Prentice Hall-Englewood Cliffs, New Jersey, 1-50

MAC DONALD, G.A. & KATSURA, T., (1964): Chemical composition Hawaiian lavas. - J.Petrol. 5: 82-133

MERTES, H., (1983): Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes. - Bochumer geol. u. geotechn. Arb. 9: 1-415

MEYER, W. (1985): Zur Entstehung der Maare der Eifel. - Z. dt. geol. Ges. 136

MEYER, W. (1985): Geologie der Eifel. - E. Scvhweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart

MEYER, W. & STETS, J., (1979): Die Manderscheider Vulkangruppe (Westeifel) in Beziehung zu den Strukturen des Sockels. - Z. dt. geol. Ges. 130: 273-288

MITSCHERLICH, E.,(1866), Über die vulkanischen Erscheinungen in der Eifel. - Abh. kgl. Akad. Wiss. Berlin 1865: 1-68

MURAWSKI, H.(1965): Geologische Erfahrung mit geomagnetischen Geräten. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 122: 351-371

NOSE, C.W.,(1789-1790): Orographische Briefe über das Siebengebirge und die benachbarten zum Teil vulkanischen Gegenden beyder Ufer des Niederrheins II. Westliche Rheinseite. - Gebhard & Körber, Frankfurt, 1-402

PRINZ, M., (1967): Geochemistry of Basaltic Rocks: Trace Elements. - In Hess & Poldervaart Basalts, 1, Wiley, New York, London: 271-323

RAHM, G.,(1956): Der quartäre Vulkanismus im zentralen Teil der Westeifel, ein Beitrag zum Eruptionsmechanismus der Eifelvulkane. - Decheniana 109: 11-51

RAIKES, S., (1980): Teleseismic evidence for velocity heterogenity beneath the Rheinisch Massiv. - J. Geophys. 48: 80-83

RITTMANN, A., (1981): Vulkane und ihre Tätigkeit. - 3. Aufl. Enke Stuttgart: 1-399

SACHTLEBEN, T.,(1980): Petrologie ultrabasischer Auswürflinge aus der Westeifel. - Unveröffentl. Diss., Universität Köln, 1-160

SAGGERSON, E.P. & WILLIAMS, L.A.J. (1964): Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika District. - J. Petrol. 5: 40-81

SCHMINCKE, H.U. & MERTES, H. (1979): Pliocene and Quarternary volcanic phases in the Eifel volcanic fields. - Naturwiss. 66: 614-615

SCOTT, P.W., (1976): Crystallization trends of pyroxenes from the volcanic rocks of Tenerife, canary Islands. - Miner. Mag. 40: 805-816

SPERA, F.J. (1980): Aspects of magma transport. - In: R.B.Hargraves : Physics of magmatic processes, Princeton, Princeton University Press: 272-323

STAUDIGEL, H. & ZINDLER, A. (1978): Nd and Sr isotope composition of potassic volcanics from the East-Eifel, Germany: implications for mantle source region - Geol. Assoc. Can/Mineral. Assoc. Am. Joint Ann. Mtg. Toronto, 497

STEININGER, J., (1819): Gegnostische Studien am Mittelrhein. - Kupferberg, Mainz, 1-223

STEININGER, J., (1820): Erloschene Vulkane in der Eifel und am Niederrhein. - Kupferberg, Mainz: 1-180

STEININGER, J., (1821): Neue Beiträge zur Geschichte der rheinischen Vulkane. - Kupferberg, Mainz: 1-116

STEININGER, J., (1822): Gebirgskarte der Länder zwischen dem Rheine und der Maas. - Kupferberg, Mainz, 1-82

STEININGER, J., (1853): Geognostische Beschreibung der Eifel. - Lintz, Trier: 1-143

STINDL, H. & VIETEN, K. (1981): Zur Differential-Diagnose von Olivin-Idiokristen und Olivin Xenokristen in Alkalibasalten des Siebengebirges. -Fortschr. Miner. 59, Beiheft 1: 261-262

STINDL, H. & VIETEN, K., (1982): The minerals of the volcanic rock association of the Siebengebirge. II Olivines 1. Idiocrysts and xenocryts. - N. Jb. Miner. Abh. 145,2: 183-199

STOSCH, H,G., (1980): Zur Geochemie der ultrabasischen Auswürflinge des Dreiser Weihers in der Westeifel: Hinweise auf die Evolution des kontinentalen Oberen Erdmantels. - Diss. Universität Köln: 1-223

STOSCH, H.G. & JASMUND, K. (1978): Zur Genese einiger Serien von Peridotitauswürflingen der Westeifel aus geochemischer Sicht. - Fortschr. Mineral. 56 Beih. 1: 132-133

STOSCH, H.G. & SECK, H.A. (1980): Geochemistry and Mineralogy of two Spinel Peridotite Suites from the Dreiser Weiher, West-Germany. - Geochim. Cosmochima. Acta 44: 457-470

STRECKEISEN, A., (1976): To each plutonic rock its proper name. - Earth Sci. Rev. 12: 1-13

STRECKEISEN, A., (1979): Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprohyres, carbonatites, and melilitic rocks: Recommendations and Suggestions of the IUGS Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks. - Geology 7: 331-335

THIELE, W. & WIENECKE, K. (1980): Chemismus, Petrographie und Förderfolge der quartären Effusiva im Alftal bei Strohn/Westeifel. - N. Jb. Miner. Abh. 138: 198-206

TRÖGER, W.E., (1982): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1. Bestimmungstabellen - 5. Aufl. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1-188

TRÖGER, W.E., (1969):Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2 Textband. - 2. Aufl. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1-822

VIETEN, K., (1972): Über Heteromorphie-Beziehungen in der Vulkanit-Assoziation des Siebengebirges und ihre petrogenetische Bedeutung. - N.Jb. Miner. Abh. 117: 282-323

VIETEN, K., (1979): The minerals of the volcanic rock association of the Siebengebirge. I. Clinopyroxene. 1. Variation of chemical composition of Ca-rich clinopyroxene (salites) in dependence of degree of magma differentiation. - N. Jh. Miner. Abh. 135: 270-286

VIETEN, K., (1980): The minerals of the volcanic rock association of the Siebengebirge. I. Clinopyroxen. 2. Variation of chemical composition of Ca-rich clinopyroxene (salites) in the course of crystallization. - N. Jb. Miner. Abh. 140: 54-88

WADELL, H. (1935) Volume, shape and roundness of particles. - J. Geol. 43: 250-280

WASS, S.Y., (1979): Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. - Lithos 12: 115-132

WILKINSON, J.F.G., (1967): Petrography of Basaltic Rocks. In Hess & Poldervaart Basalts, Vol.1 . - Wiley and Son, New York, London: 163-214

WILSON, A.D., (1960): The micro-determiation of ferrous ions in silicate minerals by volumetric and colorimetric method. - Analyst. 85: 823-827

WYLLIE, P.J., (1979): Magmas and volatile components. - Amer. Mineralogist 64: 469-500

YODER, H.S. & TILLEY, C.E., (1962): Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. - J. Petrol., 3: 342-532

ZEUCH, D.H., (1974) Naturally decorated dislocation in Olivine. - Trans. Amer. Geophys. Union, 55,4: 418-419

A N H A N G

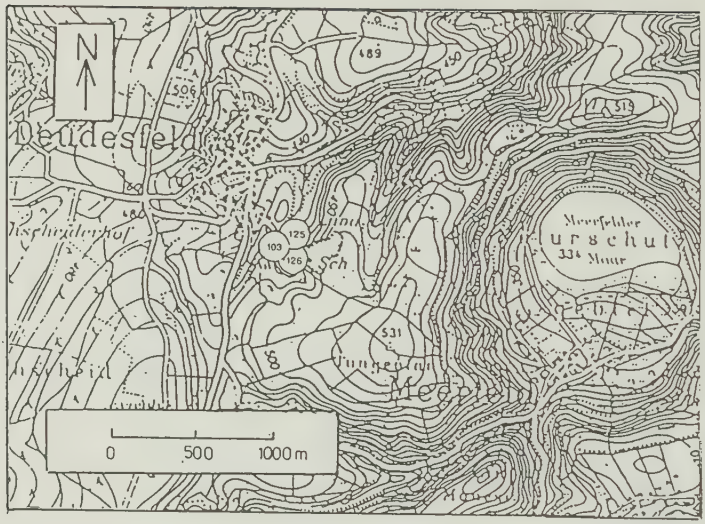


Abb. 1: Probenlokalitäten im Bereich der Tuffgrube bei Deudesfeld.

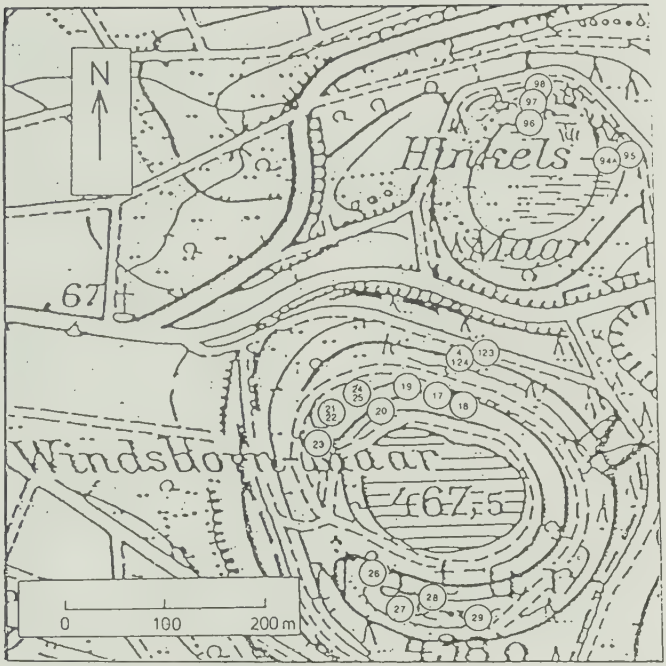


Abb. 2: Probenlokalitäten im Bereich des Hinkelsmaar und des Windsborn

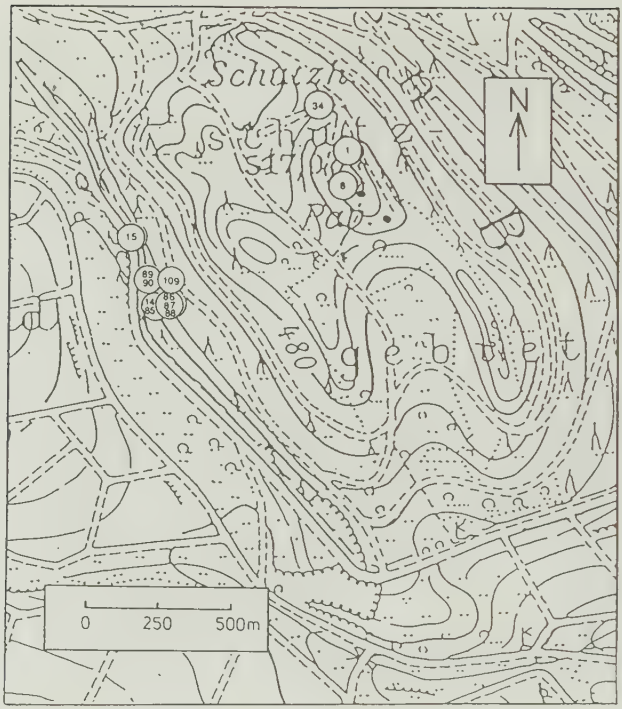


Abb. 3a: Probenlokalitäten im Bereiches des Jüngeren Mosenberges

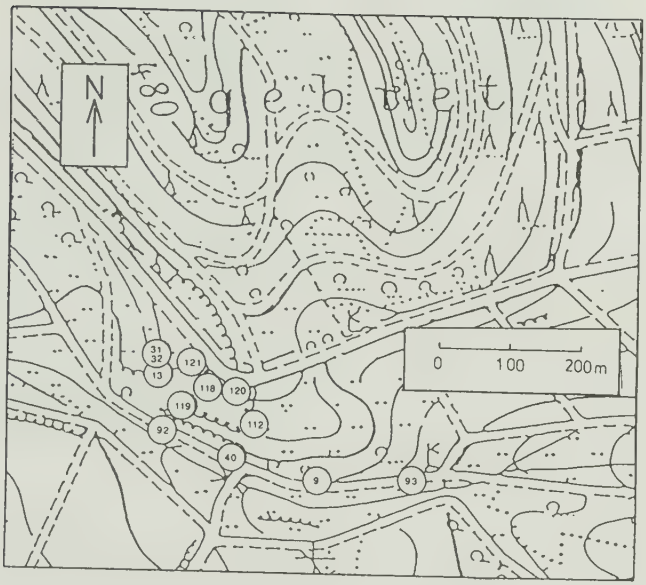


Abb. 3b: Probenlokalitäten im Bereich des Älteren Mosenberges.

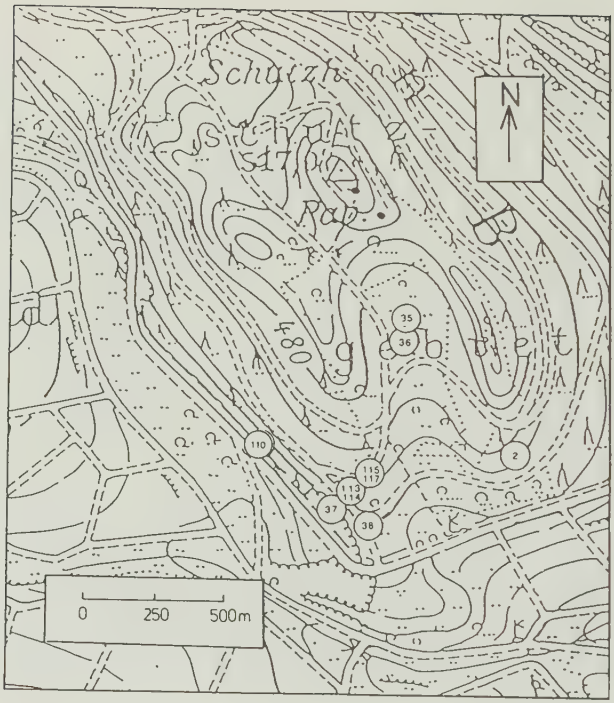


Abb. 4: Probenlokalitäten im Bereich der Wiesental-Vulkane.

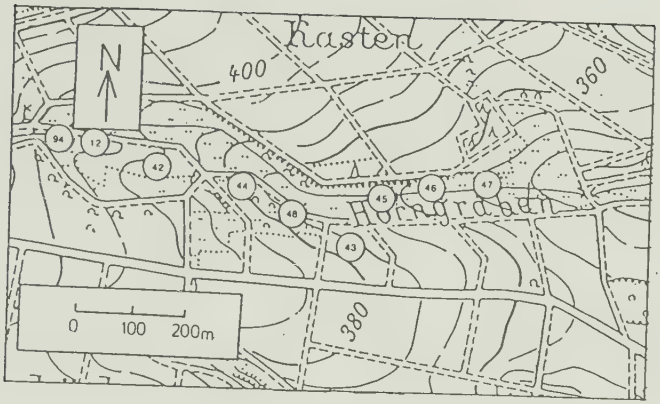


Abb. 5: Probenlokalitäten im Bereich des Horngrabens.

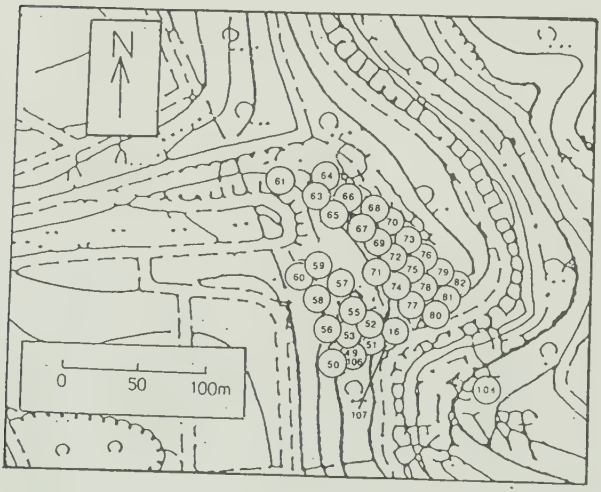


Abb. 6: Probenlokalitäten im Bereich der Wolfsschlucht.

Tab. 1 : FeO- und Fe_2O_3- Gehalte ausgewählter Proben.
L = Lava, S = Schlacke, T = Tuff

Probe:	FeO	Fe_2O_3	Probe:	FeO	Fe_2O_3
9 L	8,02	2,40	54 L	6,14	4,71
12 L	5,48	5,84	55 L	8,30	2,51
14 L	6,16	5,01	59 L	8,10	2,62
15 L	4,76	6,43	60 L	7,06	3,71
16 L	6,74	4,21	61 L	6,76	4,10
30 L	6,82	4,02	63 L	6,30	4,66
31 S	5,96	4,88	65 L	8,10	2,73
32 S	5,96	4,87	66 L	6,70	4,35
35 S	5,50	5,69	67 L	7,64	3,27
37 S	5,12	5,86	71 L	6,82	4,27
38 S	5,80	5,06	72 L	5,94	5,24
40 L	4,48	6,59	73 L	7,10	3,77
41 L	2,78	8,69	74 L	7,14	3,73
42 L	4,48	6,59	75 L	8,12	2,76
43 L	7,62	3,21	76 L	6,94	4,36
45 L	6,40	4,45	77 L	8,10	2,81
46 L	4,18	5,52	78 L	6,92	3,99
47 L	5,48	5,52	79 L	7,02	3,85
48 L	5,66	5,61	80 L	6,94	4,13
49 L	7,16	3,56	81 L	6,96	3,96
50 L	7,18	3,70	82 L	7,59	3,18
51 L	8,30	2,36			
52 L	8,08	2,53			
53 L	6,06	4,88			

Tab. 2: Chemische Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite des MEERFELDER MAARES. Hauptelemente (Gew.%), Spurenelemente (Gew. ppm)
FeO : Fe_2O_3 = 70 : 30 (berechnet)

Probe:	103 S	125 S	126 S
SiO_2	41,70	41,40	40,90
TiO_2	2,50	2,49	2,43
Al_2O_3	11,80	11,10	10,90
Fe_2O_3	3,44	3,48	3,45
FeO	7,23	7,33	7,26
MnO	,20	,19	,19
MgO	13,30	15,40	14,90
CaO	11,80	12,40	12,10
Na_2O	3,57	3,13	3,15
K_2O	1,46	1,27	1,43
P_2O_5	,94	,98	,97
H_2O	-	-	-
CO_2	-	-	-
Summe	97,94	99,17	97,68
V	349	444	429
Cu	64	81	54
Zn	89	83	77
Zr	253	259	251
Rb	67	77	49
Sr	819	973	909
Ba	991	804	710
Co	42	70	67
Ni	470	604	671

Tab. 4: Chemische Zusammmensetzung der Ol.-Nephelinite des WINDSBORN. Hauptelemente (Gew.%), Spurenelemente (Gew. ppm). FeO : Fe_2O_3 = 70 : 30 (berechnet)

Probe:	18 S	20 S	24 S	23 S	123 T	124 T
SiO_2	41,90	41,90	41,50	42,80	42,90	40,40
TiO_2	2,57	2,58	2,48	2,47	2,38	2,46
Al_2O_3	12,30	12,20	12,20	11,90	11,70	11,20
Fe_2O_3	3,47	3,46	3,53	3,41	3,36	3,40
FeO	7,28	7,31	7,42	7,01	7,10	7,16
MnO	,17	,19	,21	,18	,19	,19
MgO	11,80	12,00	12,20	12,70	12,90	13,40
CaO	12,20	12,20	12,00	11,70	11,20	12,10
Na_2O	3,34	3,54	3,23	3,65	2,70	3,15
K_2O	2,03	2,05	1,63	1,92	1,97	1,44
P_2O_5	,99	,98	,92	,91	,90	,93
H_2O	-	-	-	-	-	-
CO_2	-	-	-	-	-	-
Summe	99,15	98,41	97,32	99,25	97,30	95,83
V	464	469	444	449	432	446
Cu	22	51	21	70	51	50
Zn	96	84	94	93	104	95
Zr	280	272	270	264	246	260
Rb	51	50	41	61	51	47
Sr	1047	1026	999	1048	870	1003
Ba	1082	999	960	1100	981	941
Co	57	72	81	61	56	45
Ni	337	361	400	361	533	517

Fortsetzung Tab.: 4

Probe:	4 S	28 S	29 S
SiO_2	40,70	41,20	41,30
TiO_2	2,51	2,44	2,43
Al_2O_3	11,50	11,10	11,00
Fe_2O_3	3,58	3,35	3,46
FeO	7,51	7,23	7,26
MnO	,20	,18	,18
MgO	13,50	14,60	14,90
CaO	12,10	12,10	12,10
Na_2O	3,62	3,40	3,72
K_2O	1,58	1,51	1,72
P_2O_5	,95	,97	,97
H_2O	-	-	-
CO_2	-	-	-
Summe	97,75	98,18	99,04
V	480	435	438
Cu	38	81	47
Zn	91	85	87
Zr	266	261	251
Rb	54	42	49
Sr	913	950	993
Ba	888	960	993
Co	56	64	74
Ni	400	569	566

Tab. 5: Chemische Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite des JÜNGEREN MOSENBERGS. Hauptelemente (Gew.%), Spurenelemente (Gew. ppm)
FeO : Fe_2O_3 = 70 : 30 (berechnet)

Probe:	86 S	14 L	85 S	90 L	89 L	88 L
SiO_2	41,1	42,8	42,1	42,2	41,6	41,9
TiO_2	2,56	2,56	2,59	2,62	2,59	2,61
Al_2O_3	12,1	12,4	12,1	12,5	12,0	12,1
Fe_2O_3	3,6	3,6	3,5	3,6	3,5	3,6
FeO	7,5	7,5	7,4	7,6	7,5	7,5
MnO	,30	,23	,19	,22	,17	,22
MgO	12,0	11,9	12,5	12,6	12,4	12,1
CaO	12,0	12,1	12,4	12,3	12,2	12,3
Na_2O	3,73	3,86	3,69	3,54	3,39	3,61
K_2O	2,10	2,53	2,11	2,13	2,09	2,15
P_2O_5	,91	,96	,97	,96	,95	,95
H_2O	-	-	-	-	-	-
CO_2	-	-	-	-	-	-
Summe	97,90	100,44	99,55	100,27	98,39	99,04
V	471	453	468	474	497	480
Cu	39	12	49	66	57	49
Zn	85	98	94	100	89	89
Zr	285	267	273	292	276	272
Rb	53	66	62	59	55	59
Sr	1035	1016	1021	1044	1061	913
Ba	1063	989	994	1066	1020	1022
Co	51	45	51	64	65	42
Ni	378	447	397	341	356	417

Fortsetzung Tab.: 5

Probe:	87 L	84 S	109 S	34 S	1 S	8 S
SiO_2	41,5	41,5	40,4	40,7	40,9	40,5
TiO_2	2,59	2,57	2,51	3,39	2,41	2,39
Al_2O_3	12,0	12,0	11,4	10,6	11,1	11,0
Fe_2O_3	3,5	3,5	3,4	3,4	3,5	3,4
FeO	7,4	7,3	7,2	7,2	7,4	7,2
MnO	,22	,25	,20	,18	,19	,17
MgO	12,7	12,1	13,0	14,7	14,9	15,0
CaO	12,1	12,2	12,2	11,9	11,9	11,8
Na_2O	3,64	3,84	3,28	3,44	3,57	2,75
K_2O	2,00	1,90	1,41	2,19	1,63	1,83
P_2O_5	,93	,93	,97	,93	,93	1,01
H_2O	-	-	-	-	-	,85
Co_2	-	-	-	-	-	,65
Summe	98,58	98,09	95,97	98,63	98,43	98,55
V	497	462	442	446	407	453
Cu	57	41	88	15	54	23
Zn	89	89	95	106	73	92
Zr	276	285	264	233	256	250
Rb	55	55	42	35	55	464
Sr	1061	1077	973	748	967	953
Ba	1020	1036	920	1007	986	1121
Co	65	64	72	46	56	65
Ni	417	385	444	615	560	580

Fortsetzung Tab.: 5

Probe:	15 L	99 L	100 L
SiO_2	41,3	41,6	41,6
TiO_2	2,45	2,62	2,64
Al_2O_3	10,8	12,2	12,2
Fe_2O_3	3,5	3,5	3,5
FeO	7,4	7,4	7,4
MnO	,19	,19	,20
MgO	15,5	12,4	12,6
CaO	12,2	12,4	12,4
Na_2O	3,32	3,94	3,55
K_2O	1,82	1,91	1,75
P_2O_5	,95	,94	,94
H_2O	-	-	-
CO_2	-	-	-
Summe	99,43	99,10	98,78
V	455	517	508
Cu	36	39	57
Zn	93	88	88
Zr	260	270	274
Rb	46	47	62
Sr	961	1024	990
Ba	923	1005	1022
Co	72	35	80
Ni	538	338	426

Tab.: 6 Chemische Zusammensetzung der Ol-Nephelinite des ÄLTEREN MOSENBERGS. Hauptelemente (Gew.%), Spurenelemente (Gew. ppm)
FeO : Fe_2O_3 = 70 : 30 (berechnet)

Probe:	2 S	110 S	113 T	36 S	37 S	114 T
SiO_2	41,1	40,7	41,2	40,8	40,8	41,6
TiO_2	2,54	2,46	2,50	2,37	2,46	2,49
Al_2O_3	11,8	11,0	11,7	11,0	11,0	11,1
Fe_2O_3	3,6	3,4	3,4	3,5	3,6	3,5
FeO	7,6	7,3	7,2	7,5	7,2	7,5
MnO	,21	,20	,18	,20	,18	,19
MgO	12,5	13,8	13,8	14,4	14,5	14,5
CaO	12,1	12,4	12,5	12,0	12,4	11,9
Na_2	3,77	3,20	3,05	3,47	3,52	2,37
K_2O	2,05	1,43	1,30	1,89	2,02	1,95
P_2O_5	,95	,96	,98	,91	1,02	,93
H_2O	,40	-	-	-	-	-
CO_2	-	-	-	-	-	-
Summe	98,62	96,49	97,81	98,04	98,70	98,03
V	463	444	451	422	422	453
Cu	68	45	46	55	12	-
Zn	100	87	91	99	89	-
Zr	271	259	271	257	248	262
Rb	50	62	61	46	51	46
Sr	1039	918	998	936	981	1026
Ba	935	850	933	923	710	997
Co	67	64	69	52	53	58
Ni	438	541	593	560	529	514

Fortsetzung Tab.: 6

Probe:	115 T	35 S	117 T	38 S
SiO_2	41,1	40,7	41,3	41,3
TiO_2	2,50	2,43	2,52	2,33
Al_2O_3	11,1	11,0	11,2	10,6
Fe_2O_3	3,5	3,5	3,5	3,5
FeO	7,3	7,3	7,3	7,3
MnO	,19	,20	,19	,18
MgO	14,8	14,6	15,0	15,9
CaO	12,6	12,1	12,7	11,7
Na_2O	3,14	3,60	3,44	3,39
K_2O	1,45	1,84	1,62	1,64
P_2O_5	,98	,93	1,02	,93
H_2O	-	,35	-	-
CO_2	-	-	-	-
Summe	98,66	98,55	99,70	98,77
V	455	439	463	433
Cu	-	51	42	23
Zn	-	91	96	83
Zr	256	242	271	246
Rb	48	53	82	43
Sr	975	936	1009	897
Ba	742	968	884	785
Co	59	74	54	89
Ni	584	580	545	673

Tab.: 7 Chem. Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite der WIESENTAL-VULKANE. Hauptelemente (Gew.), Spurenelemente (Gew. ppm)
FeO : Fe_2O_3 = 70 : 30 (berechnet)

Probe:	119 S	118 T	13 L	31 S	32 S	120 T
SiO_2	42,1	40,6	40,4	41,7	41,8	40,9
TiO_2	2,52	2,42	2,46	2,44	2,44	2,42
Al_2O_3	11,6	10,8	10,8	11,0	11,0	10,9
Fe_2O_3	3,4	3,4	3,5	3,4	3,5	3,4
FeO	7,2	7,1	7,3	7,2	7,3	7,2
MnO	,19	,19	,19	,17	,20	,18
MgO	12,4	13,8	14,6	14,7	15,0	14,6
CaO	12,1	11,8	12,2	12,1	12,1	12,2
Na_2O	3,76	2,18	3,53	3,57	3,82	3,12
K_2O	1,94	1,81	1,76	1,89	1,54	1,67
P_2O_5	,94	,94	,94	,97	1,03	,95
H_2O	-	-	,33	-	-	-
CO_2	-	-	-	-	-	-
Summe	98,15	95,04	98,01	99,14	99,73	97,54
V	462	423	439	457	443	453
Cu	97	57	32	43	49	50
Zn	82	89	87	85	90	93
Zr	266	258	251	261	252	261
Rb	57	56	38	46	54	54
Sr	975	1050	929	1017	939	961
Ba	856	876	944	875	882	916
Co	55	66	60	58	57	63
Ni	390	521	589	610	578	537

Fortsetzung Tab.: 7

Probe:	121 S	122 S	92 L	40 L	9 L	93 L
SiO_2	41,4	40,6	41,5	42,1	41,1	41,9
TiO_2	2,50	2,41	2,53	2,50	2,53	2,53
Al_2O_3	11,2	11,1	11,5	11,9	11,8	11,8
Fe_2O_3	3,4	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6
FeO	7,3	7,1	7,5	7,4	7,6	7,5
MnO	,21	,18	,20	,22	,21	,22
MgO	14,1	14,6	13,3	12,9	12,5	13,0
CaO	12,5	12,1	12,2	12,0	12,1	12,1
Na_2O	3,45	2,85	3,19	3,83	3,77	3,56
K_2O	1,74	1,65	1,88	2,02	2,05	2,08
P_2O_5	,98	,95	,75	,94	,95	,94
H_2O	-	-	-	-	,27	-
CO_2	-	-	-	-	-	-
Summe	98,78	96,94	98,05	99,31	98,48	99,23
V	449	446	450	470	486	445
Cu	104	59	36	47	64	60
Zn	91	82	90	102	93	95
Zr	279	255	260	272	259	268
Rb	51	58	51	51	55	66
Sr	1009	956	986	1021	1071	1012
Ba	931	918	911	1039	1078	1057
Co	68	54	72	67	67	60
Ni	567	556	429	437	450	462

Tab. 8: Chem. Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite des HORNGRABENS. Hauptelemente (Gew.%), Spurenelemente (Gew. ppm)
$FeO : Fe_2O_3 = 70 : 30$ (berechnet)

Probe:	94 L	12 L	42 L	44 L	48 L	43 L
SiO_2	41,4	41,6	41,4	40,7	41,2	41,4
TiO_2	2,46	2,53	2,43	2,45	2,49	2,46
Al_2O_3	11,0	11,0	10,9	11,0	10,8	11,1
Fe_2O_3	3,5	3,6	3,5	3,5	3,6	3,5
FeO	7,3	7,5	7,3	7,3	7,5	7,4
MnO	,16	,19	,18	,20	,20	,19
MgO	15,4	15,2	15,4	14,7	15,5	14,9
CaO	12,2	12,2	12,1	12,3	12,0	12,3
Na_2O	3,16	3,72	3,26	3,54	3,36	3,62
K_2O	1,90	1,94	1,80	1,92	1,86	1,88
P_2O_5	,97	,95	,98	1,00	,96	,99
H_2O	-	-	-	-	-	-
CO_2	-	-	-	-	-	-
Summe	99,45	100,43	99,25	98,61	99,47	99,74
V	433	446	434	455	430	448
Cu	51	31	61	50	26	21
Zn	84	91	96	76	83	92
Zr	261	259	257	261	261	262
Rb	67	43	44	47	52	37
Sr	1000	1015	968	999	984	1025
Ba	942	886	961	1000	874	975
Co	56	60	65	53	80	51
Ni	600	624	630	698	545	599

Fortsetzung Tab.: 8

Probe:	45 L	46 L	47 L
SiO_2	41,2	40,9	40,7
TiO_2	2,48	2,42	2,45
Al_2O_3	11,1	10,8	11,4
Fe_2O_3	3,5	3,4	3,5
FeO	7,3	7,2	7,3
MnO	,19	,19	,18
MgO	14,5	14,9	14,3
CaO	12,3	11,9	12,2
Na_2O	3,36	3,34	2,60
K_2O	1,95	1,50	1,46
P_2O_5	,98	,95	,99
H_2O	,27	-	-
CO_2	,06	-	-
Summe	99,29	97,50	97,08
V	460	436	451
Cu	42	62	57
Zn	79	98	97
Zr	260	249	260
Rb	48	46	50
Sr	719	895	886
Ba	856	809	996
Co	41	42	56
Ni	599	609	492

Tab. 9: Chem. Zummensetzung der Ol.-Nephelinite der WOLFSSCHLUCHT. Hauptelemente (Gew.%), Spurenelemente (Gew. ppm)
FeO : Fe_2O_3 = 70 : 30. (berechnet)

Probe:	61 L	63 L	64 L	65 L	66 L
SiO_2	40,8	41,0	41,4	41,0	41,5
TiO_2	2,43	2,42	2,41	2,37	2,43
Al_2O_3	10,5	10,8	10,8	10,6	11,0
Fe_2O_3	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5
FeO	7,3	7,4	7,4	7,3	7,4
MnO	,20	,21	,19	,19	,20
MgO	14,5	15,3	16,0	15,9	14,9
CaO	12,1	12,1	12,0	11,9	12,0
Na_2O	3,41	3,43	3,36	3,38	3,57
K_2O	1,88	1,88	1,87	1,88	1,93
P_2O_5	,99	,99	,97	,95	,96
H_2O	-	,18	-	-	-
CO_2	-	-	-	-	-
Summe	97,61	99,21	99,90	98,97	99.39
V	447	454	412	431	460
Cu	56	56	49	26	10
Zn	89	94	98	90	103
Zr	274	252	251	255	263
Rb	51	43	44	47	44
Sr	1003	996	961	997	973
Ba	1106	895	878	987	942
Co	73	75	69	71	64
Ni	555	588	653	581	594

Fortsetzung Tab.: 9

Probe:	67 L	68 L	70 L	71 L	72 L	73 L
SiO_2	41,5	41,0	41,4	41,6	41,5	41,4
TiO_2	2,35	2,43	2,42	2,43	2,43	2,40
Al_2O_3	10,5	11,1	10,9	10,9	11,0	10,8
Fe_2O_3	3,5	3,4	3,5	3,5	3,6	3,6
FeO	7,3	7,3	7,3	7,3	7,5	7,5
MnO	,19	,18	,18	,21	,22	,20
MgO	16,6	14,8	15,1	16,1	15,2	15,5
CaO	12,0	12,2	12,0	12,2	12,1	12,2
Na_2O	3,64	3,33	3,51	3,82	3,64	3,62
K_2O	1,83	1,94	1,92	1,74	1,89	1,84
P_2O_5	,94	1,00	,97	,97	,96	,95
H_2O	-	-	-	-	-	,21
CO_2	-	-	-	-	-	-
Summe	100,35	98,65	99,20	100,77	100,04	100,22
V	447	438	434	437	439	453
Cu	64	33	62	48	31	52
Zn	86	93	92	93	85	80
Zr	86	93	92	93	85	80
Rb	38	49	53	42	51	45
Sr	967	982	987	981	1005	973
Ba	896	982	902	860	946	869
Co	64	54	70	65	55	48
Ni	675	479	633	643	631	619

Fortsetzung Tab.: 9

Probe:	74, L	75 L	75 L	77 L	78 L	79 L
SiO_2	41,2	41,4	41,0	41,0	41,3	42,2
TiO_2	2,41	2,42	2,39	2,39	2,37	2,49
Al_2O_3	10,7	10,8	10,8	10,5	10,5	11,8
Fe_2O_3	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5
FeO	7,4	7,5	7,3	7,4	7,4	7,3
MnO	,20	,21	,18	,22	,22	,23
MgO	16,0	15,1	15,6	16,2	16,0	13,0
CaO	12,0	12,1	12,0	12,1	12,2	11,9
Na_2O	3,53	3,46	3,53	3,27	3,08	3,99
K_2O	1,85	1,88	1,9	1,83	1,77	1,89
P_2O_5	,95	,96	,96	,96	,93	,98
H_2O	-	-	-	-	-	-
CO_2	-	-	-	-	-	-
Summe	99,74	99,32	99,16	99,36	99,27	99,28
V	459	442	427	459	431	460
Cu	27	35	16	45	62	50
Zn	87	101	98	90	85	89
Zr	250	257	263	254	249	265
Rb	35	31	39	51	44	58
Sr	953	960	985	955	941	1000
Ba	905	825	918	782	739	1034
Co	60	57	76	64	66	57
Ni	612	574	605	662	621	433

Fortsetzung Tab.: 9

Probe:	80 L	81 L	82 L	59 L	60 L	104 L
SiO_2	41,6	41,2	41,5	41,1	41,4	41,6
T_2	2,39	2,41	2,44	2,42	2,44	2,50
Al_2O_3	10,6	10,8	11,0	10,9	11,0	11,4
Fe_2O_3	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,6
FeO	7,5	7,4	7,3	7,4	7,3	7,6
MnO	,21	,21	,19	,19	,20	,22
MgO	16,6	15,0	15,6	15,5	14,8	14,6
CaO	12,0	11,7	12,7	12,1	12,3	12,1
Na_2O	3,87	3,64	3,07	3,18	3,34	3,58
K_2O	1,87	1,89	1,88	1,82	1,94	1,98
P_2O_5	,95	1,0	,96	,97	,97	,92
H_2O	-	,14	-	-	-	-
CO_2	-	,05	-	-	-	-
Summe	101,09	99,13	100,14	99,08	99,19	100,10
V	442	446	447	443	477	460
Cu	41	28	25	33	53	37
Zn	93	86	90	90	100	101
Zr	254	254	254	265	260	262
Rb	50	52	57	51	43	50
Sr	972	995	989	960	1023	1010
Ba	918	906	879	892	988	936
Co	59	67	75	62	67	72
Ni	679	652	566	587	540	429

Fortsetzung Tab.: 9

Probe:	52 L	53 L	55 L	56 L	57 L	58 L
SiO_2	40,8	40,7	41,6	41,0	41,1	41,0
TiO_2	2,37	2,41	2,43	2,41	2,40	2,41
Al_2O_3	10,5	10,8	10,6	10,7	10,7	10,9
F_2O_3	3,5	3,5	3,5	3,4	3,5	3,4
FeO	7,3	7,3	7,4	7,2	7,4	7,2
MnO	,19	,20	,19	,16	,20	,19
MgO	15,3	14,8	16,5	15,2	15,7	14,9
CaO	12,1	12,1	12,2	12,0	12,1	12,1
Na_2O	3,37	3,20	3,49	3,39	3,91	3,17
K_2O	1,82	1,71	1,86	1,82	1,90	1,60
P_2O_5	,96	,99	,96	,96	,97	,97
H_2O	-	-	-	,20	-	-
CO_2	-	-	-	-	-	-
Summe	98,21	97,71	100,73	98,44	99,88	97.84
V	430	444	443	432	455	432
Cu	45	52	33	85	23	41
Zn	97	87	94	76	90	91
Zr	262	263	243	251	258	258
Rb	44	40	45	49	40	53
Sr	969	972	969	938	1003	986
Ba	966	900	911	952	980	913
Co	67	67	62	60	69	66
Ni	621	586	601	630	669	545

Fortsetzung Tab.: 9

Probe:	16 L	107 L	51 L	49 L	106 L	50 L
SiO_2	41,6	41,1	40,8	40,9	40,8	41,4
TiO_2	2,40	2,41	2,39	2,42	2,37	2,41
Al_2O_3	10,8	10,8	10,8	10,8	10,5	10,8
Fe_2O_3	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5	3,5
FeO	7,4	7,4	7,3	7,3	7,3	7,4
MnO	,21	,20	,17	,16	,20	,19
MgO	16,2	15,5	15,2	15,1	15,7	15,9
CaO	12,1	12,0	12,0	12,2	11,9	12,1
Na_2O	3,57	3,36	3,73	3,52	3,23	3,38
K_2O	1,87	1,80	1,83	1,88	1,77	1,85
P_2O_5	,95	,91	,94	,98	,89	,97
H_2O	,15	-	-	-	-	-
CO_2	-	-	-	-	-	-
Summe	100,75	98,98	98,66	98,76	98,16	99,90
V	443	428	441	407	418	461
Cu	25	37	27	43	50	45
Zn	97	88	100	78	96	86
Zr	250	260	248	266	258	254
Rb	38	42	40	46	47	47
Sr	869	943	934	963	956	1000
Ba	942	759	770	875	792	1030
Co	78	50	77	56	57	64
Ni	588	554	540	615	581	630

Tab. 10: Chem. Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite des MEERFELDER MAARES (Mol.%).

Probe:	103	125	126
SiO_2	43,2	41,7	41,9
TiO_2	1,95	1,89	1,87
Al_2O_3	7,2	6,6	6,6
FeO	8,9	8,8	8,9
MnO	,18	,16	,16
MgO	20,5	23,1	22,8
CaO	13,1	13,4	13,3
Na_2O	3,58	3,06	3,13
K_2O	,96	,82	,94
P_2O_5	,42	,42	,42
Summe	99,99	99,95	100,02

Tab. 11: Chem. Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite des HINKELSMAARES (Mol.%)

Probe:	94,a	95	96	97	98
SiO_2	43,7	43,2	42,3	43,3	43,3
TiO_2	2,02	1,99	2,06	2,0	2,04
Al_2O_3	7,4	7,3	7,5	7,3	7,3
FeO	9,1	9,0	9,3	9,1	9,1
MnO	,16	,18	,17	,17	,17
MgO	18,8	19,7	20,7	19,4	18,9
CaO	13,7	13,6	14,0	13,5	13,8
Na_2O	3,44	3,50	2,44	3,42	3,66
K_2O	1,23	1,15	1,12	1,30	1,28
P_2O_5	,41	,41	,49	,42	,41
Summe	99,96	100,03	100,08	99,91	99,96

Tab. 12: Chem. Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite des WINDSBORN (Mol.%).

Probe:	18	20	24	23	123	124
SiO_2	43,8	43,7	43,6	44,1	44,8	42,6
TiO_2	2,02	2,02	1,96	1,91	1,87	1,95
Al_2O_3	7,6	7,5	7,6	7,2	7,2	7,2
FeO	9,1	9,1	9,3	8,8	8,8	9,0
MnO	,15	,17	,18	,16	,17	,17
MgO	18,5	18,6	19,1	19,5	20,1	21,0
CaO	13,7	13,6	13,5	12,9	12,6	13,7
Na_2O	3,40	3,6	3,3	3,6	2,7	3,2
K_2O	1,35	1,36	1,10	1,26	1,31	,97
P_2O_5	,44	,43	,41	,40	,40	,41
Summe	100,1	100,1	100,1	99,9	100,0	100,0

Probe:	4	28	29
SiO_2	42,2	42,2	41,8
TiO_2	1,96	1,88	1,85
Al_2O_3	7,0	6,7	6,6
FeO	9,3	8,8	8,8
MnO	,18	,16	,15
MgO	20,8	22,3	22,5
CaO	13,4	13,3	13,1
Na_2O	3,6	3,4	3,7
K_2O	1,04	,98	1,11
P_2O_5	,41	,42	,42
Summe	99,9	100,1	100,0

Tab. 13: Chem. Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite des JÜNGEREN MOSENBERGES (Mol.%).

Probe:	86	14	85	90	89	88
SiO_2	43,1	44,0	42,9	43,1	43,2	43,4
TiO_2	2,02	1,98	1,99	2,01	2,02	2,03
Al_2O_3	7,5	7,5	7,3	7,5	7,3	7,4
FeO	9,3	9,1	9,1	9,2	9,3	9,3
MnO	,27	,20	,16	,19	,15	,19
MgO	18,8	18,2	19,6	19,2	19,2	18,7
CaO	13,5	13,1	13,5	13,5	13,6	13,6
Na_2O	3,79	3,84	3,65	3,50	3,41	3,62
K_2O	1,40	1,66	1,37	1,39	1,38	1,41
P_2O_5	,40	,42	,42	,41	,41	,41
Summe	100,08	100,00	99,99	99,91	99,97	100,06

Probe:	87	84	109	34	1A	8
SiO_2	43,0	43,3	42,7	41,8	41,8	41,8
TiO_2	2,02	2,02	1,99	1,85	1,85	1,86
Al_2O_3	7,3	7,4	7,1	6,4	6,6	6,7
FeO	9,1	9,1	9,0	8,8	9,0	8,9
MnO	,19	,22	,18	,16	,16	,15
MgO	19,6	18,8	20,5	22,5	22,6	23,1
CaO	13,4	13,6	13,8	13,7	13,0	13,1
Na_2O	3,65	3,88	3,36	3,43	3,44	2,75
K_2O	1,32	1,26	,95	1,44	1,06	1,21
P_2O_5	,41	,41	,43	,44	,40	,48
Summe	99,99	99,99	100,1	100,05	99,91	100,05

Fortsetzung Tab. 13:

Probe:	15	99	100
SiO_2	41,5	43,0	43,0
TiO_2	1,85	2,03	2,05
Al_2O_3	6,4	7,4	7,4
FeO	8,7	9,1	9,1
MnO	,16	,17	,17
MgO	23,2	19,1	19,4
CaO	13,1	13,7	13,7
Na_2O	3,23	3,93	3,55
K_2O	1,18	1,26	1,15
P_2O_5	,40	,41	,41
Summe	99,72	100,01	100,01

Tab. 14: Chem. Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite des ÄLTEREN MOSENBERGES (Mol.%).

Probe:	2	110	113	36	37	114
SiO_2	42,9	42,3	42,5	41,9	41,9	42,8
TiO_2	1,99	1,92	1,94	1,83	1,88	1,92
Al_2O_3	7,3	6,7	7,1	6,6	6,6	6,7
FeO	9,1	9,0	8,9	9,2	8,8	8,9
MnO	,19	,18	,16	,17	,15	,17
MgO	19,4	21,4	21,2	22,0	22,0	22,2
CaO	13,5	13,8	13,8	13,2	13,5	13,1
Na_2O	3,81	3,22	3,05	3,45	3,47	2,37
K_2O	1,36	,94	,85	1,24	1,31	1,28
P_2P_5	,42	,42	,43	,40	,44	,41
Summe	99,97	99,88	99,93	99,99	100,05	99,85

Probe:	115	35	117	38
SiO_2	41,8	41,7	41,7	41,7
TiO_2	1,91	1,87	1,91	1,77
Al_2O_3	6,7	6,6	6,7	6,3
FeO	8,9	8,9	8,8	8,7
MnO	,16	,17	,16	,15
MgO	22,4	22,3	22,6	23,9
CaO	13,7	13,2	13,7	12,7
Na_2O	3,10	3,58	3,37	3,32
K_2O	,94	1,20	1,04	1,06
P_2O_5	,42	,40	,40	,40
Summe	100,03	99,92	100,38	100,00

Tab. 15: Chem. Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite der WIESENTAL VULKANE (Mol. %).

Probe:	119	118	13	31	32	120
SiO_2	42,4	43,1	41,5	42,2	42,0	42,1
TiO_2	1,91	1,93	1,90	1,86	1,84	1,87
Al_2O_3	6,9	6,7	6,5	6,6	6,5	6,6
FeO	8,6	9,0	9,0	8,8	8,8	8,8
MnO	,16	,17	,17	,15	,17	,16
MgO	21,6	21,8	22,4	22,2	22,5	22,4
CaO	13,1	13,4	13,4	13,1	13,0	13,4
Na_2O	3,67	2,24	3,52	3,50	3,72	3,11
K_2O	1,24	1,22	1,15	1,22	,99	1,10
P_2O_5	,40	,42	,41	,42	,44	,41
Summe	99,84	100,01	100,02	100,06	99,95	99,95

Probe:	121	122	92	40	9	93
SiO_2	42,3	42,1	42,9	43,2	42,7	43,0
TiO_2	1,92	1,88	1,97	1,93	1,98	1,95
Al_2O_3	6,7	6,8	7,0	7,2	7,2	7,1
FeO	8,7	8,8	9,2	9,1	9,4	9,2
MnO	,18	,16	,18	,19	,19	,19
MgO	21,4	22,5	20,5	19,7	19,4	19,9
CaO	13,7	13,4	13,5	13,2	13,5	13,3
Na_2O	3,39	2,86	3,20	3,81	3,80	3,54
K_2O	1,13	1,09	1,24	1,32	1,36	1,36
P_2O_5	,42	,42	,33	,41	,42	,41
Summe	99,84	100,01	100,02	100,06	99,95	99,95

Tab. 16: Chem. Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite des HORNGRABENS (Mol.%).

Probe:	94	12	42	44	48	43
SiO_2	41,7	41,6	41,8	41,5	41,5	41,7
TiO_2	1,86	1,90	1,84	1,88	1,88	1,86
Al_2O_3	6,5	6,5	6,5	6,6	6,4	6,6
FeO	8,8	9,0	8,8	8,9	9,0	8,9
MnO	,14	,16	,15	,17	,17	,16
MgO	23,1	22,6	23,1	22,3	23,5	22,4
CaO	13,2	13,1	13,1	13,4	12,9	13,3
Na_2O	3,08	3,60	3,19	3,50	3,28	3,54
K_2O	1,22	1,24	1,16	1,25	1,19	1,21
P_2O_5	,41	,40	,42	,43	,41	,42
Summe	99,91	100,01	100,00	99,93	100,23	100,09

Probe:	45	46	47
SiO_2	42,0	42,0	42,2
TiO_2	1,90	1,87	1,91
Al_2O_3	6,7	6,5	7,0
FeO	8,9	8,8	9,1
MnO	,16	,16	,16
MgO	22,0	22,8	22,1
CaO	13,4	13,1	13,6
Na_2O	3,31	3,32	2,61
K_2O	1,27	,98	,97
P_2O_5	,42	,41	,43
Summe	100,06	99,94	100,08

Tab. 17: Chem. Zusammensetzung der Ol.-Nephelinite der WOLFSSCHLUCHT (Mol.%).

Probe:	61	63	64	65	66
SiO_2	41,9	41,5	41,4	41,3	41,9
TiO_2	1,87	1,84	1,81	1,80	1,85
Al_2O_3	6,6	6,4	6,4	6,3	6,5
FeO	9,0	8,9	8,8	8,8	9,0
MnO	,17	,18	,16	,16	,17
MgO	22,2	23,1	23,8	23,7	22,4
CaO	13,3	13,1	12,8	12,8	13,0
Na_2O	3,39	3,36	3,25	3,30	3,49
K_2O	1,23	1,21	1,19	1,21	1,24
P_2O_5	,43	,42	,41	,41	,41
Summe	100,09	100,01	100,02	99,78	99,96

Probe:	67	68	70	71	72	73
SiO_2	41,1	41,8	41,9	41,2	41,6	41,4
TiO_2	1,75	1,86	1,84	1,81	1,83	1,81
Al_2O_3	6,1	6,7	6,5	6,4	6,5	6,4
FeO	8,7	8,8	8,8	8,7	8,9	8,9
MnO	,16	,15	,15	,18	,19	,17
MgO	24,5	22,5	22,7	23,8	22,7	23,1
CaO	12,7	13,3	13,0	12,8	13,0	13,1
Na_2O	3,50	3,18	3,44	3,67	3,54	3,51
K_2O	1,15	1,26	1,23	1,10	1,21	1,17
P_2O_5	,39	,43	,41	,41	,41	,40
Summe	100,05	99,98	99,97	99,97	99,88	99,96

Fortsetzung Tab. 17:

Probe:	74	75	76	77	78	79
SiO_2	41,2	41,8	41,3	41,7	41,4	43,3
TiO_2	1,81	1,84	1,81	1,83	1,79	1,92
Al_2O_3	6,3	6,4	6,4	6,3	6,2	7,1
FeO	8,8	9,0	8,8	9,0	8,8	9,0
MnO	,17	,19	,15	,19	,19	,20
MgO	23,8	22,7	23,4	23,0	23,9	19,8
CaO	12,9	13,1	13,0	13,2	13,1	13,1
Na_2O	3,42	3,38	3,45	3,22	3,00	3,96
K_2O	1,18	1,21	1,22	1,19	1,13	1,22
P_2O_5	,40	,41	,41	,41	,39	,43
Summe	100,05	99,98	99,97	99,97	99,88	99,96

Probe:	80	81	82	59	60	104
SiO_2	40,9	41,9	41,4	41,5	42,0	41,9
TiO_2	1,77	1,84	1,83	1,84	1,86	1,89
Al_2O_3	6,1	6,5	6,5	6,5	6,6	6,8
FeO	8,8	8,9	8,7	8,9	8,8	9,1
MnO	,17	,18	,16	,16	,17	,18
MgO	24,3	22,7	23,3	23,3	22,3	21,9
CaO	12,6	12,7	13,6	13,1	13,4	13,1
Na_2O	3,69	3,59	2,97	3,11	3,38	3,50
K_2O	1,17	1,22	1,20	1,17	1,25	1,27
P_2O_5	,40	,43	,41	,41	,42	,39
Summe	99,00	99,96	100,07	99,99	100,18	100,03

Fortsetzung Tab. 17:

Probe.:	52	53	55	56	57	58
SiO_2	41,6	41,8	41,1	41,8	41,1	41,8
TiO_2	1,81	1,86	1,80	1,85	1,80	1,85
Al_2O_3	6,3	6,5	6,2	6,4	6,3	6,5
FeO	8,8	9,0	8,7	8,8	8,8	9,2
MnO	,16	,17	,16	,14	,17	,16
MgO	23,2	22,6	24,3	23,1	23,4	22,6
CaO	13,2	13,3	12,9	13,1	13,0	13,2
Na_2O	3,32	3,18	3,34	3,35	3,79	3,13
K_2O	1,18	1,11	1,17	1,18	1,21	1,04
P_2O_5	,41	,43	,40	,41	,41	,42
Summe	99,98	99,95	100,07	100,13	99,98	99,90

Probe:	16	107	51	49	106	50
SiO_2	41,2	41,5	41,4	41,5	41,5	41,4
TiO_2	1,79	1,83	1,82	1,85	1,81	1,81
Al_2O_3	6,3	6,4	6,5	6,5	6,3	6,4
FeO	8,7	8,9	8,9	8,8	8,8	8,8
MnO	,17	,17	,15	,14	,17	,16
MgO	23,9	23,3	23,0	22,8	23,8	23,7
CaO	12,8	13,0	13,0	13,3	13,0	13,0
Na_2O	3,43	3,29	3,67	3,46	3,18	3,27
K_2O	1,19	1,16	1,18	1,22	1,15	1,18
P_2O_5	,40	,39	,40	,42	,38	,41
Summe	99,88	99,94	100,02	99,99	100,09	100,13

LEBENSLAUF

11.03.1954 - Geboren in Andernach als Sohn der Maria Masberg, geborene Betzing und des Walter Masberg

1960-1964 - Besuch der Volksschule in Kruft

1964-1973 - Besuch des Staatlichen Kurfürst-Salentin-Gymnasiums in Andernach bis zum Abitur

1973-1975 - 2 Jahre Wehrdienst in Montabaur

1975-1981 - Studium der Mineralogie am Mineralogisch-Petrologischen Institut der Universität Bonn. Abschluß mit dem Diplom.
Thema der Diplom-Arbeit: Gefüge und Metamorphose im SE-Teil der Monte Rosa-Decke (Augengneise von Macugnaga).
Betreuung durch Professor Dr. G. VOLL

1981-1985 - Anfertigung der Dissertation am Mineralogischen Institut der Universität Bonn. Während dieser Zeit als wissenschaftliche Hilfskraft tätig.